

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION HYDROGÉOLOGIQUE DU COMPLEXE TOURBEUX DE LANORAIE,
QUÉBEC, CANADA

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
ÉRIC ROSA

MAI 2007

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mes directeurs de recherche, Marie Larocque et Gilbert Prichonnet pour leur encadrement exceptionnel lors de ce projet de maîtrise.

Je remercie les professeurs Pierre Pagé et Jeff McKenzie pour leur importante contribution lors de la révision du document.

Un merci tout particulier à mes parents Viviane et Bernard, ma blonde Mariane Simonet et mes amis pour leur support.

Merci à Stéphanie Pellerin et Michelle Garneau pour leur collaboration étroite au projet et leur encadrement scientifique.

Merci à Michelle Laithier pour la production de nombreuses figures.

Merci à Hans Hasnong et Robert-André Daigneault pour l'encadrement de nombreux travaux de terrain.

Merci à Sylvain Gagné, Annie Lalonde, Julie Loisel, Samuel Trépanier, Véronique Fournier et Louis-Adrien Lagneau pour leur aide indispensable et leur soutien technique sur le terrain et en laboratoire.

Merci à Michel Preda pour l'encadrement professionnel et les bons conseils.

Merci à Bassam Ghaleb pour ses nombreux conseils.

Merci à Jean-François Hélie pour l'encadrement de certains travaux de laboratoire.

Merci au Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et Génie du Canada (CRSNG) et au Fonds Québécois de la Recherche sur la Nature et les Technologies (FQRNT) pour le financement des études.

Merci au Ministère du Développement Durable Environnement et Parcs (MDDEP) du Québec pour les autorisations d'accès aux sites protégés de la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie.

Merci à la Bande à Bonn'eau et à la société de conservation des Tourbières-de-Lanoraie pour leur support technique. Merci aux propriétaires de la région de Lanoraie pour m'avoir permis d'accéder à leurs terrains.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
LISTE DES ANNEXES.....	viii
INTRODUCTION	1
PARTIE I	4
CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU COMPLEXE TOURBEUX DE LANORAIE	4
1.1 Localisation, hydrologie et stratigraphie générale.....	6
1.2 Géologie de surface de la région de Verchères	8
1.2.1 Sédiments postérieurs au dernier interglaciaire et antérieurs à l'épisode de la Mer de Champlain.....	8
1.2.2 Épisode de la Mer de Champlain	8
1.2.3 Épisode du lac à <i>Lampsilis</i>	9
1.2.4 Paléochenaux du Saint-Laurent et accumulation des tourbes	10
1.2.5 Stratigraphie locale	11
1.3 Principes et méthodes d'étude.....	12
1.3.1 Résistivité électrique	12
1.3.2 Méthode radar	14
1.3.3 Microtopographie.....	15
1.3.4 Échantillonnage manuel de la tourbe	16
1.3.5 Expériences de Darcy sur échantillons sableux	16
1.3.6 Mesures de compression des dépôts organiques	17
1.4 Résultats et discussion	20
1.4.1 Résistivité électrique	20
1.4.2 Méthode radar	22
1.4.3 Microtopographie.....	25
1.4.4 Analyses aux rayons-x.....	27
1.4.5 Expériences de Darcy	28
1.4.6 Compression des dépôts organiques.....	29
1.4.7 Intégration des données	30
1.5 Conclusion	34
PARTIE II.....	35
PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES DES DÉPÔTS DE TOURBE DU COMPLEXE TOURBEUX DE LANORAIE	35

ABSTRACT	38
KEYWORDS.....	38
2.1 Introduction.....	39
2.2 Study Area	40
2.3 Materials and methods.....	41
2.3.1 Slug tests	41
2.3.2 Modified Cube Method and tracer experiments.....	43
2.3.3 Laboratory experimental tank.....	45
2.4 Results and discussion	47
2.4.1 Slug tests	47
2.4.2 Cube method and tracer experiments	49
2.4.3 Laboratory experimental tank.....	50
2.5 Conclusion	51
ACKNOWLEDGEMENTS.....	51
REFERENCES	53
TABLES AND FIGURES	55
PARTIE III.....	61
MODÉLISATION 2D DES ÉCOULEMENTS AU SEIN DE LA ZONE OMBROTROPHE DU COMPLEXE TOURBEUX DE LANORAIE	61
ABSTRACT	64
RÉSUMÉ.....	64
3.1 Introduction.....	64
3.2 Study area	65
3.3 Materials and methods.....	66
3.3.1 Field data.....	66
3.3.2 Numerical model.....	68
3.3.3 Model design	68
3.4 Results and discussion	70
3.4.1 Steady state calibration.....	70
3.4.2 Transient state simulation.....	70
3.5 Conclusion	72
ACKNOWLEDGEMENTS.....	73
REFERENCES	74
TABLES AND FIGURES	75

DISCUSSION ET CONCLUSION	78
ANNEXE 1 : Profils radar	81
ANNEXE 2: Carte piézométrique	88
RÉFÉRENCES.....	89

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1: Localisation du complexe tourbeux de Lanoraie.....	7
Figure 1.2: Plan de localisation des travaux de terrain.....	12
Figure 1.3: Dispositif de Schlumberger.....	13
Figure 1.4: Grappe piézométrique et tige d'acier de référence.....	19
Figure 1.5: Sondages de résistivité électrique aux sites F et G.....	20
Figure 1.6: Contact entre les sables des basses terrasses et les argiles de la Mer de Champlain.....	21
Figure 1.7: Profil GPR SJN11N.....	23
Figure 1.8: Comparaison des mesures manuelles et radar, profil SJN11N.....	23
Figure 1.9: Microtopographie du profil PJ3N.....	26
Figure 1.10: Microtopographie du profil PJ2E.....	26
Figure 1.11: Élévations relatives des piézomètres en fonction de niveau relatif de la nappe d'eau.....	30
Figure 1.12: Coupe géologique synthèse.....	31
Figure 1.13: Modèle schématique hydrogéologique conceptuel.....	32
Figure 1.14: Données physico-chimiques de l'eau du profil PJ1E.....	33
Figure 2.1: Map of the Lanoraie Peatland complex.....	57
Figure 2.2: One of the cubic peat samples used for laboratory experiments.....	57
Figure 2.3: Laboratory experimental tank built for acrotelm hydraulic conductivity measurements.....	58
Figure 2.4: Repeated slug and bail tests conducted on piezometer 3/150.....	58
Figure 2.5: MCM hydraulic conductivity and anisotropy using cubic samples from site 2.....	59
Figure 2.6: Typical breakthrough curve obtained from a tracer experiment on sample 1/43-51.....	59
Figure 2.7: Acrotelm hydraulic conductivity as a function of depth.....	60
Figure 2.8: Summary of K estimates obtained from field and laboratory measurements.....	60
Figure 3.1: Lanoraie peatland complex localisation.....	75
Figure 3.2: Study area, northern part of the Lanoraie Ecological preservation area.....	75

Figure 3.3: Simplified cross section of the Lanoraie region geological units.....	76
Figure 3.4: Steady state calibration results.....	76
Figure 3.5: Volumetric water content functions.....	77
Figure 3.6: Correlation between simulated and measured hydraulic heads.....	77
Figure 3.7: Transient state simulation results.....	77

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1: Analyse minéralogique aux rayons-x.....	27
Tableau 1.2 : Résultats des expériences de Darcy sur échantillons de sable.....	29
Table 2.1. Analysis of recovery times during slug tests.....	55
Table 2.2. Results from the MCM and tracer experiments.....	56
Table 3.1: Characteristics of model layers.....	77

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1 : Profils radar non analysés.....	88
ANNEXE 2 : Carte piézométrique.....	95

Note : l'ensemble des données récupérées lors du projet de maîtrise est disponible en format numérique, prière de contacter Éric Rosa : rosa.eric@courrier.uqam.ca ou rickrockrosa@gmail.com

RÉSUMÉ

Les tourbières couvrent environ 14% du territoire canadien et jouent un rôle fondamental sur l'hydrogéologie superficielle. Malgré les apports de nombreuses contributions scientifiques, la compréhension de la dynamique hydrique des milieux humides est incomplète. Ce projet de recherche a été mené dans le but de caractériser la dynamique hydrogéologique du complexe tourbeux de Lanoraie (Québec, Canada). Des analyses par méthode de résistivité électrique, des sondages radar et des forages manuels ont notamment été effectués afin de caractériser le contexte géologique du complexe tourbeux. Des mesures par GPS différentiel ont été conduites afin de définir la micromorphologie de surface de la zone ombrotrophe de la tourbière. Des tests piézométriques (*slug tests*) de même que des expériences de Darcy combinées à des tests de traçage sur échantillons cubiques de tourbe ont été conduits afin de d'analyser la variabilité des paramètres hydrauliques de la tourbe en fonction des méthodes d'analyse. Une nouvelle méthode d'estimation de la conductivité hydraulique de l'acrotelme a été développée à l'aide d'une maquette expérimentale. Un modèle numérique bidimensionnel des écoulements a été construit à l'aide du logiciel SEEP/W. Le modèle numérique intègre les paramètres physiques recueillis le long d'un profil de 800 m orienté parallèlement à la direction principale d'écoulement dans le complexe tourbeux. Les observations géologiques ponctuelles permettent de localiser la position du contact entre les sables superficiels et les sédiments fins de la Mer de Champlain à une altitude de l'ordre de 15 m. Les silts argileux de la Mer de Champlain et du lac à *Lampsilis*, identifiés comme les unités imperméables sous-jacentes aux sables des terrasses et aux dépôts organiques, permettent le maintien de conditions humides superficielles. Les analyses radar ont révélé que la morphologie de fond du bassin tourbeux est irrégulière. Cette morphologie reflète la forme des paléochenaux du Saint-Laurent. Les sondages radar ont révélé que les épaisseurs de tourbe varient entre 0 et 8,4 m avec une valeur moyenne de 2,9 m sur des profils étudiés. Les mesures micromorphologiques par GPS différentiel ont permis d'estimer à 0,0006 le gradient hydraulique longitudinal au sein de la portion ombrotrophe de la zone de la tourbière drainée par le ruisseau Point-du-Jour. Les travaux de caractérisation des propriétés hydrauliques des dépôts organiques montrent que la variabilité associée aux méthodes d'estimation est faible comparativement à la variabilité spatiale des paramètres. Les expériences se sont toutefois avérées complémentaires et la comparaison de différentes méthodes est nécessaire. Les mesures sur maquette permettent d'estimer à 1,15 cm/s la conductivité hydraulique moyenne de l'acrotelme. Les tests de terrain et de laboratoire montrent que la conductivité hydraulique du catotelme varie entre $1,15 \times 10^{-5}$ et $6,94 \times 10^{-3}$ cm/s. Les simulations numériques en état permanent ont révélé que plus de 95% des écoulements a lieu au sein des premiers 40 cm des dépôts tourbeux (acrotelme). Les simulations en état transitoire révèlent que la tourbière joue un important rôle tampon dans l'hydrologie des cours d'eau qui la drainent. L'intégration des résultats tend à démontrer que la dynamique hydrique au sein de la zone ombrotrophe de la tourbière est dominée par des écoulements horizontaux au sein de l'acrotelme.

Mots clés : Acrotelme, Catotelme, conductivité hydraulique, Modélisation hydrogéologique, Géologie Quaternaire.

INTRODUCTION

Les milieux humides représentent un environnement de transition entre les écosystèmes terrestres et aquatiques et recouvrent entre 4 et 6% de la superficie des terres (Mitsch et Gosselink, 2000) et environ 14% de la surface terrestre canadienne (Price et al., 2005). La dynamique hydrique des milieux humides est souvent étroitement liée à l'hydrogéologie superficielle des bassins versants (Siegel, 1987 ; Winter, 1999 ; Huddart et al., 1999 ; Smit et al., 1999 ; Brassard et al., 2000 ; Ferone et Devito, 2004 ; Todd et al., 2006) et aux flux atmosphériques (Spieksman et al., 1997 ; Holden et Burt, 2002 ; Drexler et al., 2004 ; Lafleur et al., 2005). D'autres études ont montré l'importance du contrôle qu'exercent l'hydrologie et la température de l'eau des milieux humides sur la dynamique du carbone (Waddington et Roulet, 1997 ; Hargreaves et Fowler, 1998 ; Petrone et al., 2001 ; Dowrick et al., 2006 ; Fenner et al., 2005 ; Weiss et al., 2006) et sur le potentiel de captage et d'élution de métaux lourds (Rothwell et al., 2005) de ces environnements.

Plusieurs recherches appliquées ont été effectuées dans le but de définir les propriétés hydrauliques des dépôts organiques et de caractériser les écoulements dans les dépôts de tourbe (eg. : Rycroft, Williams et Ingram, 1975a ; 1975b). Des expériences de terrain et de laboratoire sont habituellement menées afin de mesurer les propriétés physicochimiques des dépôts organiques. Les expériences de terrain basées notamment sur les travaux de Hvorslev (1951), Brand et Premchitt (1980 ; 1982) et Butler et al., (1996) permettent d'estimer la conductivité hydraulique de la tourbe en milieu saturé (Baird et Gaffney, 1994 ; Holden et Burt, 2003 ; Baird et al., 2004 ; Clymo, 2004 ; Van Der Schaaf, 2004 ; Surridge et al., 2005). Des travaux de terrain, souvent appuyés par des simulations numériques, montrent également que la compression et la dilatation des dépôts organiques doivent être prises en compte dans l'interprétation de la dynamique hydrique des tourbières (Price et Schlotzhauer, 1999 ; Price, 2003 ; Kennedy et Price, 2005 ; Price et al., 2005 ; Camporese et al., 2006). Les analyses de microgéomorphologie de surface et les sondages microtopographiques (Graniero et Price, 1999 ; Nungesser, 2003) sont essentiels à la caractérisation de l'hydrologie des tourbières. La méthode radar a fréquemment été utilisée afin de définir la morphologie et la stratigraphie des milieux humides (Worsfold et al., 1986 ; Warner et al., 1990 ; Theimer et al., 1994 ; Holden et al., 2002 ; Slater et Reeve, 2002 ; Holden, 2004 ; Comas et al., 2004 ; Comas et al., 2005). La microtopographie permet notamment d'estimer les gradients topographiques et, avec le suivi des niveaux de la nappe, de déterminer les directions d'écoulement au sein de la tourbe. L'utilisation combinée des méthodes radar et microtopographique permet une analyse détaillée de la morphologie des dépôts organiques. Par

ailleurs, les expériences de laboratoire sont souvent considérées comme complémentaires aux travaux de terrain pour l'estimation des propriétés hydrauliques de la tourbe (Beckwith et al., 2003 ; Surridge et al., 2005). En plus de fournir une base de comparaison aux expériences de terrain, les manipulations de laboratoire permettent l'étude d'échantillons tourbeux avec une meilleure résolution spatiale sous des conditions contrôlées. Finalement, les travaux de terrain et de laboratoire portant sur l'étude du transport d'éléments dissous au sein des matériaux organiques fournissent des informations supplémentaires sur la dynamique des écoulements au sein des tourbières (Hoag et Price, 1995 ; Hoag et Price, 1997 ; Ours et al., 1997 ; Baird et Gaffney, 2000 ; McKenzie et al., 2002).

L'important rôle qu'exercent les milieux humides sur le cycle hydrologique superficiel a motivé de nombreuses recherches visant à conceptualiser (Siegel et Glaser, 1987 ; Koerselman, 1989 ; Kellner et Halldin, 2002) et à modéliser numériquement (Hugues et al., 1998 ; Bradley et Gilvear, 2000 ; Reeve et al., 2000 ; 2001a ; 2001b ; 2006 ; Fraser et al., 2001 ; Beckwith et al., 2003 ; Crowe et al., 2003 ; Lapen et al., 2005) la dynamique hydrique de ces environnements. Dans un contexte de pressions anthropiques croissantes, une importance particulière a souvent été accordée à l'étude de l'hydrologie des sites perturbés (Prévost et al., 1999 ; Schlotzhauer et Price, 1999 ; Van Seters et Price, 2001 ; Van Seters et Price, 2002 ; Kennedy et Price, 2004 ; Dekker et al., 2005 ; Tiemeyer et al., 2005 ; Wilcox et al., 2006).

Au cours de la dernière décennie, plusieurs études ont été conduites afin de caractériser l'hydrologie des tourbières du Québec méridional, du sud de l'Ontario et du nord des États-Unis (Reeve et al., 2000, 2001a, 2001b, 2006 ; Carrier, 2003 ; Lafleur et al., 2005 ; Larocque et al., 2006 ; Tardy et Pellerin, 2006). Dans un contexte où les pressions anthropiques sur les tourbières comme l'exploitation forestière (Prévost et al., 2001) et la production agricole (Parent, 2001) sont croissantes, une attention particulière a souvent été portée à l'étude des sites en restauration (Price et Schlotzhauer, 1999 ; Van Seters et Price, 2001 ; Wilcox et al., 2006). On trouvera dans Rochefort (2001) et Poulin et Pellerin (2001) une discussion sur l'importance du rôle écosystémique des milieux humides et sur les méthodes de conservation et de restauration des tourbières.

Toutefois, malgré les efforts de caractérisation et de modélisation de la dynamique hydrique des tourbières, la compréhension de leur fonctionnement hydrogéologique est toujours incomplète. De plus, relativement peu de recherches hydrogéologiques ont été conduites sur des tourbières du Québec méridional. La présente étude s'inscrit dans une démarche pluridisciplinaire menée de concert entre des chercheurs en hydrogéologie, en biologie végétale et en géographie physique. Les travaux de

recherche du groupe d'étude visent à caractériser l'écosystème tourbeux des Tourbières-de-Lanoraie, au Québec méridional. Le site à l'étude comprend la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie. Malgré son importance nationale (Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs, MDDEP) reconnue en raison de son rôle écosystémique, de sa superficie importante (76 Km²) et de sa situation géographique, l'hydrologie de la tourbière n'a été que peu étudiée. L'objectif général de ce projet de maîtrise est de caractériser et de modéliser la dynamique hydrogéologique de la zone protégée (Réserve écologique) du complexe tourbeux. Les objectifs spécifiques sont (1) de définir le contexte géologique du complexe tourbeux, (2) de fournir une analyse détaillée des propriétés hydrauliques des matériaux organiques de la tourbière à l'aide de l'utilisation conjointe de méthodes de terrain et de laboratoire et (3) de préciser la compréhension de la dynamique hydrique de la tourbière à l'aide de simulations numériques.

Ce mémoire est divisé en trois parties correspondant chacune à un objectif spécifique. La partie I présente une caractérisation sommaire du contexte géologique de l'ensemble du complexe tourbeux. Les travaux de caractérisation géologique réalisés dans le secteur à l'étude comprennent notamment des sondages par résistivité électrique, des sondages par méthode radar, des analyses aux rayons-x, des mesures microtopographiques et un suivi de la compression et dilatation des dépôts organiques. La partie II consiste en un article portant sur la caractérisation des propriétés hydrauliques de la tourbe. Une analyse détaillée de différentes méthodes utilisées pour estimer les propriétés hydrauliques de la tourbe y est présentée. L'article est accepté pour publication et est actuellement sous presse à la revue *Hydrological Processes* (HYP-06-0312). La partie III consiste en un article portant sur la simulation bidimensionnelle des charges hydrauliques dans le secteur à l'étude. Cet article a été publié en 2006 dans les comptes-rendus de conférences de l'AIH-Canada (*Association Internationale des Hydrogéologues*).

PARTIE I

CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU COMPLEXE TOURBEUX DE LANORAIE

Mise en contexte de la partie 1

L'objectif de cette première partie du mémoire est de fournir une étude du contexte géologique du complexe tourbeux de Lanoraie. Les méthodes utilisées incluent des sondages de résistivité électrique, des profils radar, des suivis piézométriques, des mesures microtopographiques et des forages manuels. Les travaux de laboratoire incluent des analyses minéralogiques aux rayons-x et des expériences de Darcy sur échantillons remaniés.

1.1 Localisation, hydrologie et stratigraphie générale

Situé à 40 Km au nord-est de Montréal (73°20'W, 40°00'N), le complexe tourbeux des Tourbières-de-Lanoraie (Figure 1.1) couvre une superficie de 76 Km² et se compose principalement de végétation de type minérotrophe. La température moyenne annuelle de la région est de +5,6°C, avec des précipitations moyennes de 1006 mm. La majeure partie des précipitations solides a lieu entre décembre et mars. Le complexe tourbeux héberge la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie, une aire protégée de 4,2 Km² comportant la plus grande zone ombrotrophes du site tourbeux à l'étude. Les niveaux piézométriques sont mesurés en 11 points au niveau de quatre grappes de piézomètres (figure 1.2) situées dans la réserve écologique. Les mesures sont effectuées sur une base horaire durant la période estivale, depuis mai 2005. Les données permettent entre autres de préciser la carte piézométrique de la région (Aménatech, 1989, carte en annexe). Cette carte piézométrique montre que la nappe suit assez fidèlement la topographie dans la région à l'étude et que les niveaux d'eau sont plus élevés dans les coteaux sableux que dans les zones tourbeuses. La population de la région s'alimente en eau dans des pointes et puits superficiels. Une étude a montré que 27,5% de la superficie du complexe tourbeux est perturbée par les pressions anthropiques (Tardy et Pellerin, 2006), principalement l'activité agricole et l'irrigation. Dans un tel contexte, la caractérisation de la dynamique hydrique au sein des tourbières de Lanoraie pourrait s'avérer un outil utile à la gestion des ressources en eau. La géologie de surface de la région de Lanoraie et des environs a notamment été étudiée par LaSalle, 1963, Bunzli, 1993 et Lamarche, 2005. Des études portant sur la paléoécologie de la tourbière ont été effectuées par Comptois (1979) et Van Bellen (2006). Des travaux de caractérisation de l'écologie végétale du complexe tourbeux sont toujours en cours (Pellerin et al., 2005).

Le complexe tourbeux de Lanoraie est divisé en cinq bassins versants drainés par les ruisseaux et les rivières de la région: le ruisseau Point-du-Jour, la rivière Saint-Joseph, le ruisseau Bras-du-Sud-Ouest, la rivière Saint-Antoine et la rivière Saint-Jean. Dans le cadre de la présente étude, une attention particulière est portée aux bassins versants du Point-du-Jour et de la Saint-Joseph (figure 1.1).

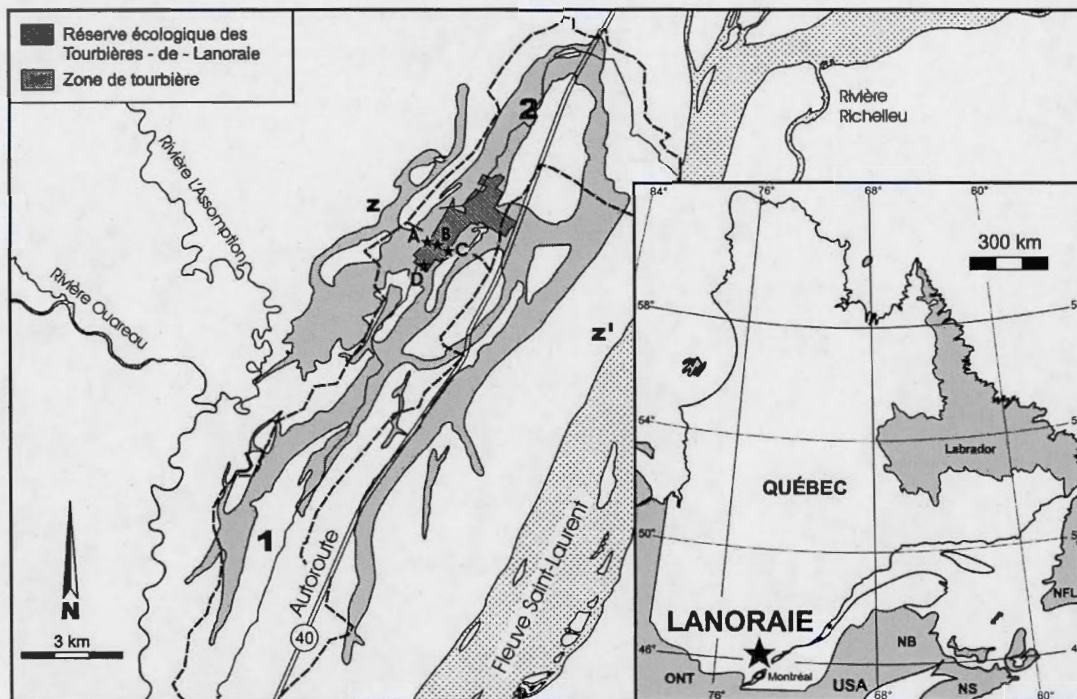


Figure 1.1: Localisation du complexe tourbeux de Lanoraie. Les pointillés représentent les limites approximatives des bassins versants du ruisseau Point-du-Jour (1) et de la rivière Saint-Joseph (2). Les étoiles A-B-C-D indiquent les positions des grappes de piézomètres. Les points Z et Z' situent les extrémités de la coupe géologique synthèse.

Dans la région de Lanoraie, une séquence d'environ 30 m de dépôts meubles s'est accumulée en discordance sur les roches sédimentaires ordoviciennes des Groupes d'Utica et Lorraine. Au Québec, plusieurs phases d'accumulation de dépôts meubles se sont succédées depuis l'Illinoien (voir Pagé, 1999). En partant de l'Illinoien jusqu'à l'Holocène, on a reconnu plusieurs épisodes glaciaires et non glaciaires ainsi que des incursions marines. La succession des événements enregistrés dans les dépôts meubles des Basses-Terres du Saint-Laurent est résumée notamment par Occhietti (1989), Pagé (1999) et Lamarche (2005). Dans le cadre de la présente étude, une importance particulière est accordée à la portion tardive du Wisconsinien Supérieur et à l'Holocène, soit de 12 500 ans BP à l'actuel.

1.2 Géologie de surface de la région de Verchères

1.2.1 Sédiments postérieurs au dernier interglaciaire et antérieurs à l'épisode de la Mer de Champlain

Dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, on peut regrouper l'ensemble des événements glaciaires postérieurs à l'intervalle de Saint-Pierre sous le nom de Till de Gentilly. On trouvera dans Pagé (1999) que la phase glaciolacustre qui termine l'accumulation des sédiments de Saint-Pierre marque le retour dans les basses terres à des conditions glaciaires. Le Till de Gentilly est un till calcaireux gris en raison de sa matrice carbonatée héritée de l'érosion des strates Paléozoïques des basses terres. La glace a progressivement envahi les basses terres depuis le nord ainsi que des calottes devenues coalescentes dans les Appalaches. Le sud du Québec restera sous la glace de l'inlandsis Laurentidien entre 60 et environ 13 Ka BP. Bien que le Till de Gentilly n'ait pas été décrit directement sur le terrain dans la région à l'étude, cette unité doit être considérée dans la stratigraphie locale (région de Lanoraie) car elle a été observée dans des forages à proximité de la zone d'étude. On sait d'ailleurs qu'il affleure sur les roches paléozoïques d'une cuesta à l'est de Joliette (Prichonnet, communication personnelle). Dans le cadre de la présente étude, nous accorderons plus d'importance aux sédiments déposés suite à la déglaciation : les silts argileux marins et lacustres, les sables des terrasses définis par LaSalle (1963) et les sédiments tourbeux. Les sables et la tourbe forment l'aquifère superficiel de la région de Lanoraie.

1.2.2 Épisode de la Mer de Champlain

La plupart des auteurs s'entendent sur un retrait glaciaire régional entre 12 500 et 10 000 ans BP. Prichonnet (1977) insiste sur le synchronisme de la déglaciation et de l'invasion marine de la Mer de Champlain, la déglaciation ayant permis l'invasion marine. L'épisode marin observé dans la région de Verchères est équivalent à l'intervalle Two-Creeks et en partie au Sous-Étage Valdres (LaSalle, 1963). Prichonnet (1977) montre que des *Portlandia arctica* sont associés à des diamictons proximaux sous-glaciaires dans la région de Saint-Dominique, au sud de la région étudiée. Toutefois, un épisode lacustre (lac à *Candona*) est reconnu dans l'extrême sud du Québec.

Flint (1956) place à 11300 ans BP l'épisode le plus profond de la Mer de Champlain. Elson (1969) divise l'évolution de la Mer de Champlain en deux phases majeures : la phase à *Hiattella arctica* (11800 – 10800 ans BP) et la phase à *Mya* (10800 – 10200 ans BP). La Mer de Champlain fut d'abord

froide, avec des températures estivales de 2 à 3°C et une salinité de plus de 26‰ (phase *Hiatella arctica*). Toujours selon Elson (1969), la phase à *Mya* peut être caractérisée par une salinité décroissante allant de 20 à 6‰ et des températures estivales de plus de 5°C. On trouvera dans Hillaire-Marcel (1979) une approche paléo-écologique sur la signification des assemblages fossiles de mollusques marins. Richard et Occhietti (2005) rapportent que la Mer de Champlain aurait envahi la vallée du Saint-Laurent seulement vers $11\,100 \pm 100$ ans BP.

Quoi qu'il en soit, cette mer éphémère déposera des sédiments clastiques dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et sur le piedmont Laurentien jusqu'à une altitude maximale d'au moins 251 m au front du glacier et jusqu'à une altitude de 228 à 241 m dans la vallée du Saint-Laurent (Prichonnet, 1977). Des deltas s'avancant dans la mer en retrait, par exemple, celui de la région de L'Assomption à proximité de la zone d'étude (Bonnay et Prichonnet, 1995), déposent des sables en périphérie de la vallée du Saint-Laurent. Dans la région d'étude, les apports sableux des rivières nordiques forment des interdigitations au sommet des argiles caractérisant le milieu profond. Ce faciès est défini ici comme zone de transition.

Karrow (1961) identifie trois sources sédimentaires principales au sein de la Mer de Champlain. En ordre croissant d'importance, l'auteur suggère 1) le ruissellement du continent, 2) l'érosion des lignes de rivage et 3) l'érosion des rivages exondés. Il faut noter toutefois que le ruissellement remanie les sédiments meubles d'origine glaciaire. Les sources sédimentaires auront une influence directe sur la composition minéralogique des sédiments de la Mer de Champlain. Karrow (1961) précise que la minéralogie des sédiments de la Mer de Champlain est fonction de leur granulométrie. L'auteur suggère deux assemblages minéralogiques généraux : la portion silteuse étant caractérisée par une prédominance de quartz et de calcite, alors que la portion argileuse contient des assemblages de quartz, micas et possiblement de montmorillonite. D'autres auteurs (Beland, 1956) ont rapporté la présence de feldspaths dans les sédiments de la Mer de Champlain. La couleur rosâtre des sables témoigne de la présence de feldspaths potassiques.

1.2.3 Épisode du lac à *Lampsilis*

On trouvera dans Pagé (1999) une analyse détaillée de la mise en place du lac à *Lampsilis*, vers 9500 ans BP. Cette phase d'eau douce succède à la Mer de Champlain. Bloqué par un seuil au niveau de Québec, ce lac perdurera jusqu'à 8000 ans BP. La vidange des eaux du lac glaciaire Agassiz vers le lac à *Lampsilis* aurait contribué à l'érosion du seuil au niveau de Québec, pour permettre le

drainage des eaux lacustres vers l'Atlantique vers 8000 ans BP (cf. Pagé, 1999). Lors du drainage du lac à *Lampsillis* et de la mise en place progressive du proto Saint-Laurent, des terrasses s'emboîtent dans les Basses-Terres du Saint-Laurent : Macpherson (1967) définit les niveaux de Rigaud (61 m, ~8500 ans BP), de Montréal (31 m, ~7500 ans BP) et de Saint-Barthélémy (16 m, ~6000 ans BP). Parent et al., (1985) ont apporté des corrections sur les datations de ces trois niveaux et suggèrent des dates de 9,8 ka BP, 8,8 ka BP et 8 ka BP pour les niveaux de Rigaud, Montréal et Saint-Barthélémy, respectivement. Lamarche (2005) apporte des précisions chronologiques sur les événements géologiques holocènes dans la région du lac Saint-Pierre.

1.2.4 Paléochenaux du Saint-Laurent et accumulation des tourbes

Lors du retrait final du lac à *Lampsilis*, les paléochenaux du Saint-Laurent se sont développés et ont incisé les sables des hautes terrasses (LaSalle, 1963). C'est à la faveur du rebond isostatique post-glaciaire accompagné par une diminution d'alimentation en eau de fonte glaciaire que le fleuve Saint-Laurent a progressivement occupé son lit actuel, abandonnant les chenaux creusés dans les sables de hautes terrasses de la région de Lanoraie. Les lacs allongés ainsi créés furent rapidement comblés par la végétation, permettant la mise en place du complexe tourbeux de Lanoraie. Le processus d'entourbement fut probablement diachronique, en fonction de la morphologie des bassins à combler. Les plus anciennes dates obtenues sur les dépôts tourbeux donnent un âge non-corrigé de 9,5 ka (Terasmae, 1960), ce qui pourrait les rendre en partie synchrones au lac à *Lampsilis*. Loisel et al. (2006) obtiennent une date en base de tourbe de 5,78 ka BP sur un échantillon prélevé dans la réserve écologique, une description détaillée de la stratigraphie et de l'évolution écologique de la tourbière est également présentée dans ce document.

1.2.5 Stratigraphie locale

Les argiles de la Mer de Champlain sont les sédiments non consolidés les plus étendus de la région de Verchères (cf. LaSalle, 1963) et leur épaisseur atteint 30,5 m par endroits. L'auteur note la présence de trois types d'argiles dans la région de Lanoraie :

- 1- Argile silteuse grise-bleue, interstratifiée avec du sable par endroits, caractérisée par la présence de stries noires composées de matière organique ou de sulfures;
- 2- Argile silteuse grise-bleue, avec laminations de sables à l'échelle centimétrique. Cette argile présente des épaisseurs de moins de 3 m;
- 3- Argile brune à brune pâle, au sommet des dépôts, caractérisée par une interstratification avec de minces couches silteuses.

LaSalle (1963) définit aussi deux unités sableuses dans la région de Verchères:

- 1- Les sables des hautes terrasses, au-dessus de 23 m d'altitude, dominant dans la région immédiate des Tourbières-de-Lanoraie. Ces sédiments, antérieurs à la formation des paléochenaux du fleuve Saint-Laurent, atteignent des épaisseurs de 6 m. Les sables des hautes terrasses forment les coteaux sableux (ou « crêtes sableuses ») entre les bras de tourbières de la région. L'auteur suggère que la présence de micas en abondance dans ces sédiments est un indice d'un apport sédimentaire du bouclier;
- 2- Les sables des basses terrasses, sous la cote de 23 m d'altitude, qui se composent généralement de sables moyens, finement grenus et de silts. Cette unité est par endroits recouverte de tourbe et comporte des sables déposés dans les plaines alluviales des rivières actuelles, des sédiments du proto Saint-Laurent et des sables deltaïques.

Dans la présente étude, nous porterons notre attention sur l'aquifère superficiel régional, essentiellement composé des sables des terrasses et des sédiments organiques. Les sédiments fins sous-jacents, composés des silts argileux lacustres des lacs ayant précédé les dépôts tourbeux, des sédiments fins du lac à *Lampsilis* et des silts argileux de la Mer de Champlain sont considérés comme formant la base imperméable sous le complexe tourbeux. On trouvera dans Lamarche (2006) une étude détaillée de la géologie de surface de la région au nord du site à l'étude. Le présent document se concentre spécifiquement sur l'analyse de la dynamique hydrique au sein du complexe tourbeux.

1.3 Principes et méthodes d'étude

Afin de caractériser la géologie du secteur à l'étude, des travaux de terrain ont été effectués dans la portion sud de la réserve écologique de Lanoraie (figure 1.2). L'analyse des données de terrain et l'étude des cartes topographiques et géologiques à 1 : 50 000 permettent une caractérisation sommaire du secteur entourant la zone d'étude.



Figure 1.2: Plan de localisation des travaux de terrain. (A-B-C-D) : grappes de piézomètres, (F-G) : sondages de résistivité électrique. Les lacs d'irrigation sont présentés en bleu et le réseau routier en rouge. Les zones en blanc représentent les coteaux sableux.

1.3.1 Résistivité électrique

La méthode géophysique de résistivité électrique utilise l'application d'un courant à l'aide d'électrodes et la mesure des différences de potentiel en différents points de l'espace. La technique permet de différencier les unités géologiques sur la base de leur résistivité électrique et s'avère particulièrement utile lorsque des forages ne sont pas disponibles. Lorsque le courant est injecté dans un matériel homogène et isotrope par une électrode ponctuelle située en surface, la totalité du courant se propage dans une surface hémisphérique sous le niveau topographique (Telford et al 1990).

Le dispositif utilisé consistait en deux électrodes d'injection et deux électrodes de potentiel de surface disposées selon la configuration de Schlumberger (figure 1.3). Dans un tel dispositif, le

potentiel mesuré en un point de l'espace est fonction de la disposition des électrodes et résulte de l'effet superposé des deux électrodes d'injection.

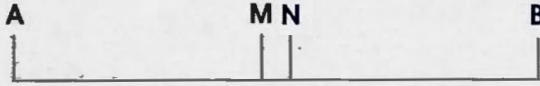


Figure 1.3: Dispositif de Schlumberger.

AB : électrodes d'injection,
MN : électrodes de potentiel,
 $AB \geq 10 MN$

En utilisant deux électrodes de potentiel, il est possible de mesurer une différence de potentiel entre deux points de l'espace (points 1 et 2) (Telford et al, 1990):

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left\{ \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\} \quad \text{Équation 1}$$

Où I est l'intensité de courant (A), ρ est la résistivité (Ωm) r_1 est la distance AM, r_2 la distance BM, r_3 la distance AN et r_4 la distance BN.

Lorsqu'une ligne de courant atteint une interface, son orientation est modifiée selon la relation :

$$\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\rho_1}{\rho_2} \quad \text{Équation 2}$$

où θ_1 et θ_2 sont les angles entre les lignes de courant et la normale de part et d'autre de l'interface. Lors de sondages de résistivité électrique en milieu hétérogène, la résistivité change en fonction de la disposition spatiale des électrodes. La mesure enregistrée correspond alors à une résistivité apparente, ρ_a (Ωm). Dans le cas d'un dispositif de Schlumberger symétrique, la résistivité apparente mesurée est définie comme :

$$\rho_a \approx \frac{\pi L^2 \Delta V}{2 \ell I} \quad \text{Équation 3}$$

où $L=AB/2$ et $\ell=MN/2$. Le développement numérique complet de la méthode peut être trouvé dans Telford et al. (1990, chapitre 8).

Neuf sondages de résistivité électrique (profilages verticaux, dispositif de Schlumberger symétrique) ont été effectués afin de reconnaître la structure géologique des dépôts meubles de la région de Lanoraie. Les mesures de résistivité électrique ont été réalisées à l'aide d'un appareil *Terrameter SAS1000* injectant un courant dc et une différence de potentiel ajustés automatiquement à des valeurs optimales calculées par l'appareil. Les sondages ont été effectués avec des distances AB comprises entre 10 et 400 m, permettant une reconnaissance des propriétés électriques jusqu'à une profondeur de 50 m (profondeur d'investigation $\cong AB/8$). Les résultats ont été analysés par calage de courbes sur des abaques construites pour l'analyse de systèmes à deux couches.

1.3.2 Méthode radar

La méthode radar (GPR) est une technique non destructrice permettant de détecter les discontinuités diélectriques souterraines. Le GPR utilise la génération, la transmission, et la propagation d'une courte impulsion d'énergie électromagnétique de haute fréquence (MHz) (Neal, 2004). Une onde électromagnétique (OEM) se propageant sous la surface peut voyager au sein de matériaux géologiques caractérisés par des propriétés électriques et magnétiques différentes. Cinq paramètres principaux contrôlent la propagation d'une OEM : la perméabilité diélectrique du matériel géologique (ϵ , [Farads*m⁻¹]), la conductivité électrique du matériel géologique (σ [S*m⁻¹]), la perméabilité magnétique du matériel géologique (μ [Henrys*m⁻¹]), la dispersion au sein du milieu et la conservation d'énergie sur la surface couverte par le front d'onde. De façon pratique, les contrastes de σ et μ sont souvent considérés négligeables par rapport aux contrastes de ϵ . La puissance du signal réfléchi par une interface, par rapport à l'amplitude du signal émis est déterminée par le coefficient de réflexion (R) :

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_{r2}} - \sqrt{\epsilon_{r1}}}{\sqrt{\epsilon_{r1}} + \sqrt{\epsilon_{r2}}}$$

Équation 4

où ϵ_{r1} et ϵ_{r2} représentent les perméabilités diélectriques relatives des milieux de part et d'autre de l'interface. La résolution verticale de l'appareil décrit sa capacité à distinguer l'énergie réfléchie par deux réflecteurs horizontaux et elle est généralement comparable au quart de la longueur d'onde. La vitesse de propagation de l'onde radar (V) est principalement contrôlée par la vitesse de la lumière dans le vide (C_0) et la perméabilité diélectrique relative (ϵ_r) (Neal, 2004) :

$$V = \frac{C_0}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

Équation 5

La décroissance exponentielle d'amplitude causée par l'atténuation de l'OEM est définie par :

$$A/A_0 = \exp(-\alpha Z)$$

Équation 6

Où A/A_0 représente le rapport de l'amplitude de l'onde à l'amplitude initiale du signal, α est la constante d'atténuation du matériel ($\text{dB}\cdot\text{m}^{-1}$) où se propage l'onde et Z la profondeur (m). La décroissance exponentielle de l'amplitude de l'OEM détermine la profondeur d'investigation maximale. Holden et al. (2002) suggèrent qu'en raison de la faible conductivité électrique de l'eau porale des tourbières, des profondeurs de 8 à 10 m peuvent être reconnues par méthode radar.

L'acquisition de profils radar en milieu tourbeux permet ainsi d'obtenir de l'information sur l'épaisseur des dépôts organiques et la morphologie du contact avec les dépôts inorganiques sous-jacents. Au total, 10 profils totalisant 12,5 km (figure A1, en annexe) ont été réalisés à l'aide d'un appareil *Sensors and Software inc Pulse EKKO 100* de 400 V (voir Annan, 2003). Les profils ont été enregistrés en mode « déplacement – espacement fixe » avec des antennes copolarisées de 100 MHz de fréquence centrale. Un espacement de 1 m et un pas de déplacement de 1 m ont été employés. Les données ont été enregistrées sur une plage temporelle de 666 ns avec un pas d'échantillonnage temporel de 832 ps. Une surimposition (*stacking*) de 16 a été utilisée afin d'éliminer une partie du signal interférent. Le temps zéro a été ajusté automatiquement, basé sur le temps d'arrivée de l'onde aérienne directe. Dans la présente étude, une vitesse de 0,04 m/ns a été obtenue par comparaison statistique des forages manuels et des données radar. La méthode est comparable à la technique « *depth to target* » décrite par Neal (2004).

Un filtre *DEWOW* a été appliqué aux données brutes afin de retirer les interférences de basse fréquence. Un rehaussement de compensation exponentielle sphérique (*SEC gain*) a été appliqué aux données afin d'amplifier le signal en corrigeant pour l'atténuation (équation 6).

1.3.3 Microtopographie

L'acquisition de données microtopographiques permet de raffiner la connaissance de la morphologie de surface du bassin tourbeux. Ces données servent notamment à mesurer l'altitude

exacte des grappes de piézomètres afin de calculer précisément les gradients hydrauliques au sein du milieu à l'étude. De plus, en assumant que la nappe phréatique des milieux humides suit assez fidèlement la microtopographie de surface, celle-ci permet une première estimation des charges hydrauliques entre les points de mesures piézométriques. Ainsi, les mesures microtopographiques sont utiles à l'amélioration de la compréhension du fonctionnement des milieux humides (e.g. Nungesser, 2003).

La microtopographie de la zone de tourbière ombrotrophe de la réserve écologique a été évaluée à l'aide d'un GPS différentiel (*Trimble 5700*) possédant une résolution verticale de 3 cm. Trois profils ont été sondés (figure 1.2) sur lesquels 485 mesures microtopographiques ont été enregistrées.

1.3.4 Échantillonnage manuel de la tourbe

Les sondages effectués à l'aide d'une tarière manuelle permettent de mesurer l'épaisseur des dépôts organiques et de recueillir des échantillons de sédiments inorganiques sous les dépôts tourbeux. Les mesures manuelles permettent également de valider et de calibrer la méthode radar par comparaison des mesures.

Au total, 110 sondages manuels ont été effectués à l'aide d'une sonde Hillaire (sonde auto-vidante de 2,2 cm de diamètre interne) avec un pas de 100 m le long des profils étudiés par méthode radar afin de valider la procédure géophysique. Les échantillons de sédiments inorganiques récupérés sous la tourbe le long du profil PJ1E ont été délicatement broyés et analysés aux rayons-x (logiciel *DIFFRACT-AC*) afin d'analyser leur composition minéralogique. Les analyses ont été effectuées à l'aide un appareil *Siemens Kristalloflex diffraktometer D5000*. Une analyse minéralogique semi-quantitative a été effectuée en normalisant les proportions des minéraux principaux à la somme des minéraux identifiés.

1.3.5 Expériences de Darcy sur échantillons sableux

Les expériences de Darcy permettent l'estimation de la conductivité hydraulique de sédiments en laboratoire. L'interprétation des résultats expérimentaux se fait par une application directe de la loi de Darcy:

$$Q = Kai$$

$$\text{Équation 7}$$

où Q (m^3s^{-1}) est le débit constant circulant à travers une surface a (m^2) de l'échantillon sous un gradient hydraulique i ($\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$).

Dix expériences de Darcy ont été conduites sur des échantillons sableux récupérés au site PJ1E1900m. Les échantillons ont été récupérés à des profondeurs allant de 0,3 à 1,5 m à l'aide d'une foreuse manuelle. Les expériences de Darcy ont été effectuées sur dix échantillons remaniés de 6 cm de longueur à l'aide d'un perméamètre (*SOILTEST K-605-A*) cylindrique de 6,4 cm de diamètre sous un gradient hydraulique unitaire ($dh = dz$).

1.3.6 Mesures de compression des dépôts organiques

En fonction des contraintes appliquées à un matériel géologique, ce dernier peut se déformer. La caractérisation de la compressibilité des aquifères est importante afin d'estimer les volumes d'eau qu'ils peuvent emmagasiner (Schlotzhauer et Price, 1999). La démarche théorique décrite dans les prochains paragraphes est inspirée des travaux de Price (2003). La contrainte totale (σ_T) à l'intérieur d'un matériel est définie comme :

$$\sigma_T = \rho_T g h \quad \text{Équation 8}$$

où g est l'accélération gravitationnelle ($9,81 \text{ ms}^{-2}$), ρ_T est la masse volumique totale (kgm^{-3}) et h la hauteur (m) de matériel au-dessus du point à l'étude. Dans un matériel saturé, la contrainte totale est en partie compensée par l'effet de la pression hydrostatique interstitielle, agissant en sens opposé. La contrainte effective (σ_e) est définie comme :

$$\sigma_e = \sigma_T - \psi \quad \text{Équation 9}$$

où ψ est la pression interstitielle (Nm^{-2}). Tel que démontré par l'équation 9, une baisse de la pression interstitielle, qui peut résulter d'une baisse du niveau de la nappe d'eau induira une augmentation de la contrainte effective. Cette augmentation de la contrainte effective résultera en un effet de compression en milieu déformable. Plusieurs études ont démontré que la surface topographique des milieux humides varie en raison de la compression et de la dilatation du matériel organique et que ce comportement influe sur les propriétés hydrauliques de la tourbe (Schlotzhauer and Price, 1999; Price and Schlotzhauer, 1999 ; Price, 2003; Kennedy and Price, 2004; Kennedy and Price, 2005; Price et al.,

2005; Camporese et al., 2006). Cinq mécanismes principaux sont responsables de la déformation des dépôts organiques : (1) la contraction représente la déformation de la couche de tourbe de surface sous l'effet d'entrée d'air et de tension d'eau porale dans la zone non saturée ; (2) la compression « normale » représente le changement de volume de la tourbe en milieu saturé compensé par l'eau porale expulsée ; (3) La dilatation représente le gonflement des dépôts organiques suite à une augmentation de la pression interstitielle ; (4) L'oxydation et lessivage de la matière organique causent un affaissement graduel de la surface sur une base annuelle (cet aspect étant négligeable à court terme, il ne sera pas inclus dans la discussion) ; Finalement (5) l'oxydation est compensée (et surpassée) par la production biologique sur une base pluriannuelle. Afin de produire un bilan hydrique, une attention particulière doit être portée à la contraction (1), la compression (2) et la dilatation (3) des dépôts organiques.

Le coefficient d'emmagasinement (S_y) d'un aquifère à nappe libre est défini comme :

$$S_y = \frac{V_d}{V_T} \quad \text{Équation 10}$$

où V_d est le volume d'eau de drainage gravitaire (m^3) et V_T le volume d'aquifère étudié (m^3). Le coefficient d'emmagasinement spécifique (S_s) est généralement utilisé afin de caractériser les aquifères captifs et est défini comme :

$$S_s = \frac{V_w}{A_U * b_u * \Delta h_U} = \rho_w g (\beta_p + n\beta_w) \quad \text{Équation 11}$$

où V_w est le volume d'eau récupéré (m^3) pour une surface unitaire (A_U) (m^2), sur une épaisseur unitaire (b_u) (m) et sous une variation de charge unitaire (Δh_U) (m). Le coefficient d'emmagasinement spécifique reflète donc le volume d'eau provenant de la compression de la matrice et de l'eau, où β_p représente le coefficient de compressibilité de la matrice (KPa^{-1}), β_w le coefficient de compressibilité de l'eau (kPa^{-1}), ρ_w la masse volumique de l'eau (kgm^{-3}) et g l'accélération gravitationnelle ($9,81 ms^{-2}$). L'emmagasinement total (S) d'un aquifère à nappe libre est défini comme:

$$S = S_y + bS_s \quad \text{Équation 12}$$

où b représente l'épaisseur totale de la zone saturée de l'aquifère étudié. Price et Schlottzhauer (1999) ont utilisé la relation suivante afin de caractériser l'effet de la compressibilité et de l'emmagasinement d'eau dans les tourbières :

$$bS_s = \frac{\partial z}{\partial h} \quad \text{Équation 13}$$

où $\partial z / \partial h$ représente la variation de surface topographique (z) relative à la variation de charge hydraulique (h).

Dans le cadre de la présente étude, des mesures de compressions ont été effectuées à 17 reprises entre le 4 mai et le 6 novembre 2006 en comparant l'élévation des piézomètres (grappes A-B-C-E) relativement à une tige d'acier ancrée dans l'argile sous la tourbe (figure 1.4).

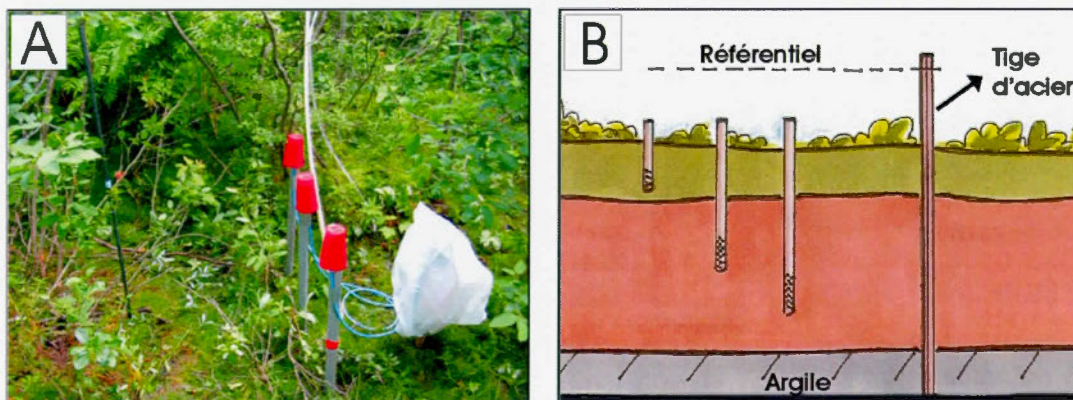


Figure 1.4: Grappe piézométrique et tige d'acier de référence. A) exemple d'un dispositif de contrôle, B) Schéma d'installation. En B, la couche de tourbe est divisée en deux sous-couches : l'acrotelme au sommet (vert) et le catotelme à la base (brun).

1.4 Résultats et discussion

1.4.1 Résistivité électrique

Les sondages électriques verticaux ont fourni des enregistrements de résistivités apparentes (équation 3) variant entre 600 et 3 Ωm avec une tendance généralisée de décroissance de la résistivité vers la profondeur. La figure 1.5 présente les résultats de profilages verticaux réalisés au niveau des sites F et G (voir figure 1.2 pour localisation).

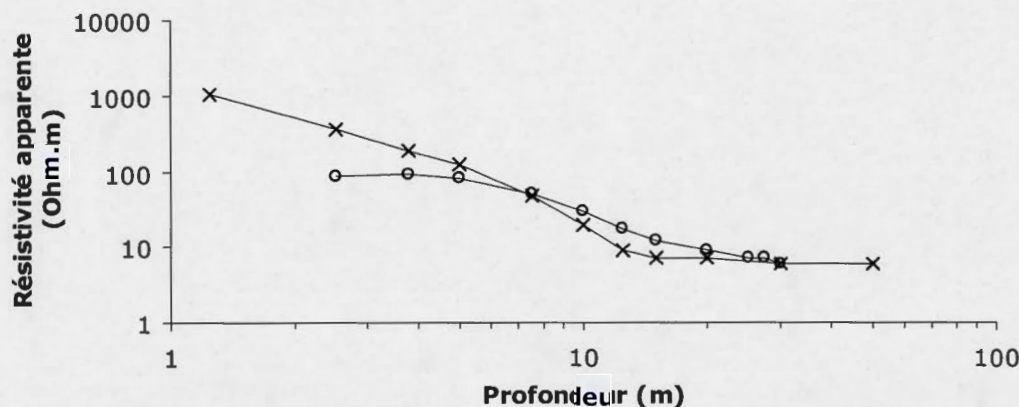


Figure 1.5: Sondages de résistivité électrique aux sites F (o) et G (x). Les valeurs sont reportées sur des échelles logarithmiques.

L'analyse des résultats de sondages par résistivité électrique a permis de déterminer l'épaisseur des dépôts sableux et de distinguer la présence de silts argileux à une profondeur de l'ordre de 10 m sous les coteaux sableux.

Deux unités différentes sont reconnues sur les profils de résistivité électrique. La couche de sable, interprétée comme représentative des sables des hautes et basses terrasses définis par LaSalle (1963), présente une résistivité de l'ordre de 80 à 1000 Ωm et atteint des épaisseurs allant de 7 à 11 m au niveau des coteaux sableux. Il s'agit de l'unité de forte résistivité apparente observée sur la figure 1.5. LaSalle (1963) avait estimé à 6 m l'épaisseur des sables des hautes terrasses. On peut noter aussi que les résistivités plus élevées sont mesurées au-dessus de la nappe phréatique (dans le sable sec). La seconde unité rencontrée est interprétée comme étant les silts argileux (sédiments fins de la Mer de Champlain et des épisodes lacustres subséquents), dont les valeurs de résistivité sont inférieures à

30 Ω m. Il s'agit de l'unité de faible résistivité observée en profondeur sur la figure 1.5. À 10 km au nord de la zone d'étude, des forages ont révélé que les argiles de la Mer de Champlain peuvent atteindre des épaisseurs de 30 m. Les profils verticaux de résistivité électrique obtenus ne correspondent pas parfaitement aux courbes de l'abaque de référence. Cette observation est vraisemblablement causée par la présence d'une zone de transition entre les dépôts sableux et les sédiments fins de la Mer de Champlain et du lac à *Lampsilis*. Cette interprétation a été confirmée au niveau de quatre coupes où l'on a observé la présence des silts argileux sous une alternance d'horizons fins et grossiers caractérisés par la présence de matière organique. L'exemple de la rivière La Chaloupe (au nord du complexe tourbeux) est le plus représentatif. La figure 1.6 montre la rive gauche de la Rivière La Chaloupe à la hauteur de Berthier. Entre les sables (au sommet) et les silts argileux du Lac à *Lampsilis* (à la base), on observe une zone de transition de l'ordre de 3 m.

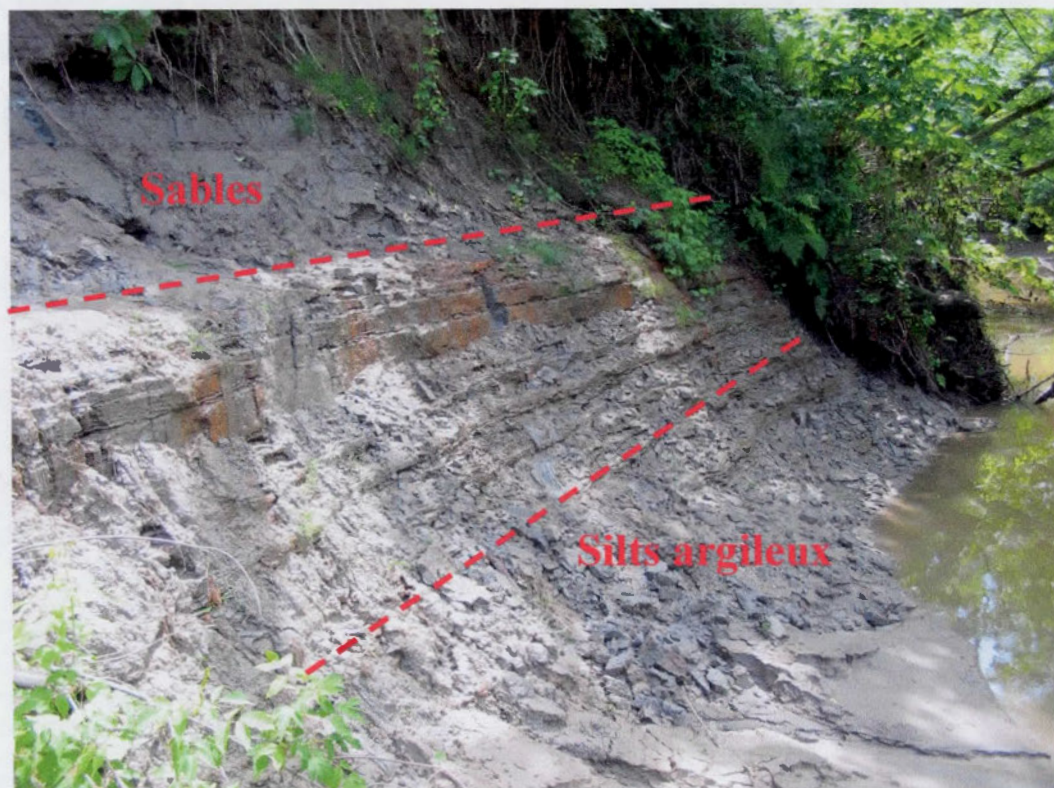


Figure 1.6: Contact et zone de transition entre les sables des basses terrasses et les silts argileux du lac à *Lampsilis*. La présence de matière organique est caractéristique des sédiments lacustres.

Ces résultats permettent de tracer un portrait sommaire de la structure géologique au niveau de la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie et de mieux comprendre le lien hydrogéologique entre l'aquifère superficiel régional se trouvant au sein des sables des hautes et basses terrasses et le complexe tourbeux. Les dépôts fins de la Mer de Champlain (et du lac à *Lampsilis*) forment une couche imperméable permettant de maintenir des conditions humides au sein du complexe tourbeux, ce dernier étant en lien avec l'aquifère superficiel régional par son contact périphérique avec les sables des hautes et basses terrasses.

Les sondages de résistivité électrique se sont avérés efficaces pour mieux définir la séquence géologique au niveau des coteaux sableux, où seulement deux unités principales sont reconnues par la méthode, soit les sables des terrasses et les silts argileux sous-jacents. Lorsque le terrain est dégagé, le déploiement du dispositif de Schlumberger est simple et rapide à effectuer, l'appareil est robuste et les résultats sont reproductibles. La technique s'avère toutefois inefficace pour localiser précisément le contact entre les dépôts organiques et les sédiments inorganiques.

Il serait important, lors d'études futures, d'effectuer un sondage de résistivité électrique directement au niveau d'un site de forage. Cette procédure permettrait de préciser la qualité des interprétations obtenues par la méthode géophysique.

1.4.2 Méthode radar

Les enregistrements radar permettent la détection des contrastes de propriétés diélectriques dans les formations géologiques superficielles (moins de 9 m dans la présente étude). La figure 1.7 présente l'enregistrement radar effectué au niveau du profil SJN11N (le profil n'a pas été corrigé pour la microtopographie). L'ensemble des profils radar ainsi qu'un plan de localisation régional sont présentés en annexe. Sur l'ensemble des profils étudiés par méthode radar, des mesures manuelles de profondeur ont été effectuées avec un pas de 50 à 100 m à l'aide d'une sonde Hillaire. Ces mesures manuelles ont été effectuées dans le but de vérifier la validité des enregistrements géophysiques et de calibrer la méthode radar. La figure 1.8 présente une comparaison des mesures GPR et manuelles effectuées aux 100 m le long du profil SJN11N. Les positions indiquées à la figure 1.8 ne correspondent pas directement aux numéros de traces radar présentés à la figure 1.7. Bien que les antennes aient été déplacées de 1 m à chaque mesure (trace) sur le terrain, les obstacles font en sorte qu'il est impossible de se déplacer en ligne droite parfaite avec le GPR. Les positions exactes des points de comparaison sont présentées à la figure 1.8.

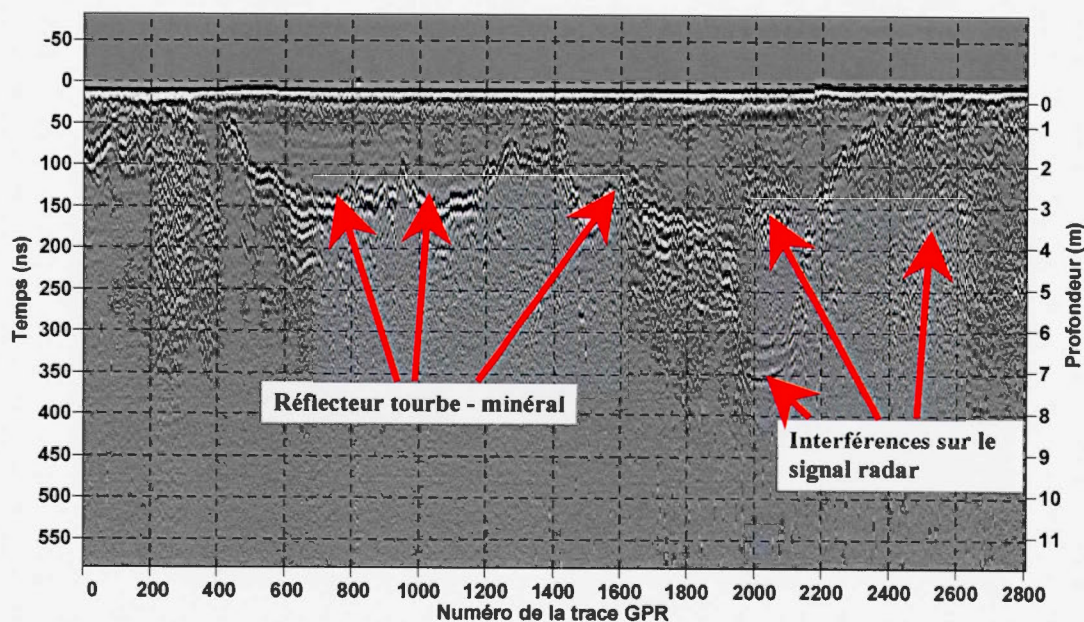


Figure 1.7: Profil GPR SJN11N. Voir figure en annexe pour localisation. Le profil n'est pas corrigé pour la microtopographie.

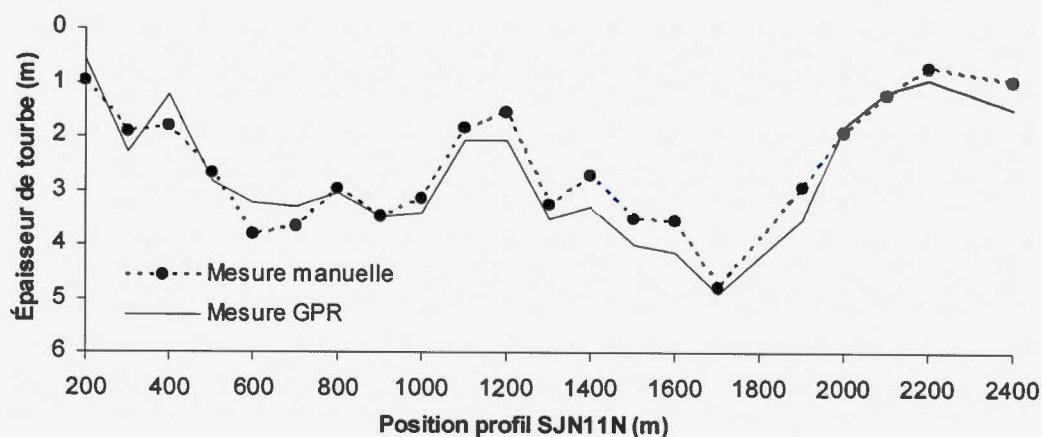


Figure 1.8: Comparaison des mesures manuelles et radar, profil SJN11N. Voir localisation en annexe (figure A1).

Les résultats montrent que l'épaisseur des dépôts organiques varie entre 0 et 8,4 m le long des profils étudiés et que la vitesse de propagation moyenne des ondes radar dans la tourbe est de 0,040 m/ns. La limite de détection en profondeur est proche de celle proposée par Holden et al. (2002). La

vélocité de 0,04 m/ns est typique des valeurs couramment utilisées pour l'étude des milieux tourbeux (Comas et al., 2002 ; Jol et Smith, 1995).

Les résultats révèlent que la morphologie de fond du bassin tourbeux est très irrégulière. Cette morphologie est héritée de l'incision des paléochenaux du Saint-Laurent au sein des sables des terrasses, par endroits jusqu'aux silts argileux de la Mer de Champlain (et du lac à *Lampsilis*).

Les mesures radar ont permis d'estimer à 2,9 m l'épaisseur moyenne des dépôts tourbeux basée sur 110 mesures effectuées dans la zone étudiée. Worsfold et al. (1986) ont montré que l'utilisation de la méthode radar s'avère efficace afin d'estimer les volumes de tourbe. Si elle est considérée représentative de l'environnement étudié, la profondeur moyenne permet d'estimer le volume des dépôts organiques du complexe tourbeux de Lanoraie à $215 \times 10^6 \text{ m}^3$. En supposant une porosité totale de 85% (voir partie 3), le volume d'eau emmagasiné dans le complexe tourbeux peut être estimé à $182 \times 10^6 \text{ m}^3$.

La détermination de la profondeur des dépôts tourbeux est une information importante pour la modélisation des écoulements au sein de la tourbière. La structure géométrique du modèle bidimensionnel présenté à la partie 3 provient de l'intégration combinée des mesures radar et microtopographiques. Puisque la morphologie de l'unité étudiée n'est habituellement pas un paramètre modifié lors du processus de calibration des modèles numériques, sa définition doit donc être aussi fidèle que possible.

Comas et Slater (2005) ont observé des zones de forte atténuation au sein de profils radar enregistrés sur des dépôts organiques. Les auteurs suggèrent que ces plages de forte atténuation peuvent être causées par la présence de fortes concentrations de méthane dans les dépôts organiques. Ce phénomène n'a pas été observé sur les relevés effectués dans la présente étude. Étant donné que l'utilisation de filtres permet d'éliminer l'ensemble des interférences, dans la présente étude, le radar n'a pas permis de repérer les concentrations de méthane. Par contre, des zones de forte atténuation ont été observées aux endroits où de l'eau était présente en surface et causait une réflexion importante à l'interface avec l'air.

Worsfold et al. (1986) rapportent une efficacité optimale du radar avec l'utilisation d'antennes de 100 MHz sur des tourbières de Terre-Neuve. Dans la présente étude, l'utilisation du radar a révélé

que le meilleur compromis entre résolution spatiale et profondeur de pénétration était aussi obtenu à l'aide d'antennes de 100 Mhz.

De récentes études ont été menées dans le but d'analyser la stratigraphie des tourbières par méthode radar (Warner et al., 1990 ; Slater and Reeve, 2002 ; Comas et al, 2004). En comparant des enregistrements radar avec des forages manuels, Worsfold et al. (1986) ont conclu que le radar était inefficace pour définir la stratigraphie des dépôts organiques. Dans le cadre de la présente étude, l'ensemble des réflecteurs entre la surface et le contact avec les sédiments inorganiques semble provenir de signaux interférents. De plus, l'analyse statistique des données a montré que l'appareil ne permet pas d'atteindre une précision supérieure à 25 cm dans l'environnement étudié, ce qui limite son utilisation afin de définir une stratigraphie fine au sein des dépôts organiques. L'utilisation de l'appareil doit donc être limitée à définir la morphologie des dépôts organiques et à estimer les épaisseurs de tourbe.

Dans la présente étude, les enregistrements radar se sont avérés efficaces pour mesurer les épaisseurs de tourbe même aux endroits où le couvert végétal est dense. Par contre, l'appareil est inefficace aux endroits où il y a présence d'eau en surface. Les antennes ne pouvant pas être plongées dans l'eau, une forte réflexion se produit au niveau de l'interface avec l'air et la profondeur de pénétration est limitée à moins de 1 m aux endroits inondés.

1.4.3 Microtopographie

Les mesures microtopographiques ont permis de mesurer des altitudes variant entre 21,6 et 20,8 m au niveau de la zone ombrotrophe de la réserve écologique. Les résultats obtenus le long des profils PJ3N et PJ2E ont été reportés sur les figures 1.9 et 1.10.

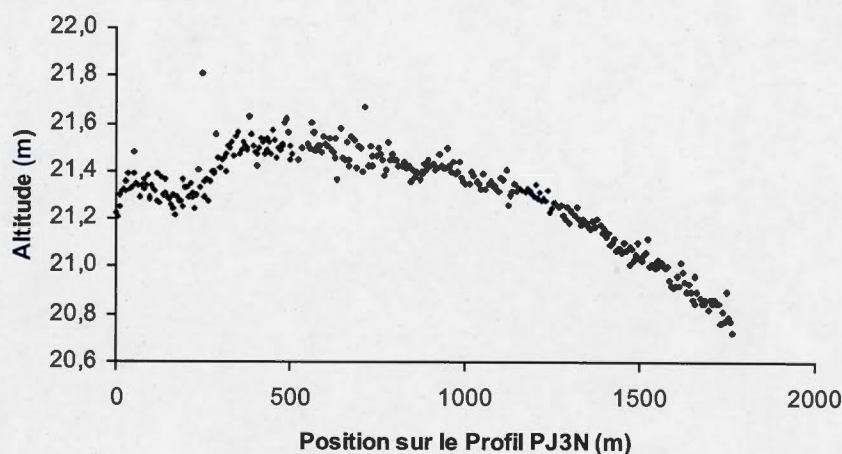


Figure 1.9: Microtopographie du profil PJ3N.

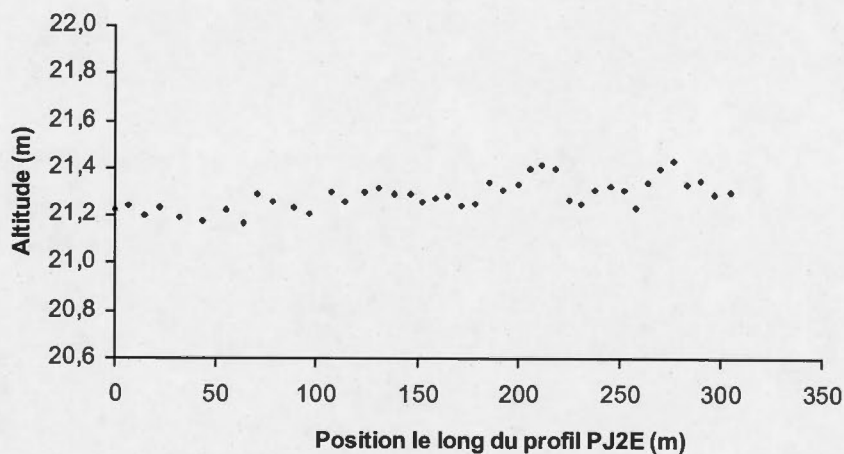


Figure 1.10: Microtopographie du profil PJ2E.

Trois paramètres hydrauliques peuvent être estimés à l'aide des données microtopographiques : (1) l'orientation des écoulements dans l'axe étudié, (2) la position de la ligne de partage des eaux et (3) les gradients hydrauliques horizontaux (dh/dx). Dans les cas du profil PJ3N, la ligne de partage des eaux se situe à la position $x = 470$ m, soit directement au niveau du profil PJ1E. Le gradient topographique moyen a une valeur de 0,0006 (soit 60 cm par kilomètre) et les écoulements gravitaires se font du NNE vers le SSO pour la portion du profil PJ3N au sud de la ligne de partage des eaux, et du SSO au NNE pour la portion au nord. La position de la ligne de partage des eaux entre les

bassins Point-du-Jour et Saint-Joseph a été validée à trois endroits sur le terrain. Une direction d'écoulement vers le nord est observée au niveau du chemin Joliette qui traverse la réserve écologique à environ 500 m au nord du profil PJ1E. La position de la ligne de partage des eaux du côté est de la tourbière a été déterminée en observant les directions de drainage des lacs d'irrigations et en observant l'érosion des chemins forestiers perpendiculaires aux écoulements, l'érosion étant plus accentuée côté aval de l'écoulement. Finalement, la position de la ligne de partage des eaux du côté ouest de la tourbière a été déterminée en observant la direction des écoulements dans les fossés creusés le long du chemin de fer orienté parallèlement au complexe tourbeux. La forme irrégulière de la surface topographique présentée à la figure 1.9 reflète la morphologie en buttes et dépressions de la tourbière. Les données enregistrées le long du profil PJ2E montrent que le gradient hydraulique est négligeable dans cet axe.

1.4.4 Analyses aux rayons-x

Le tableau 1.1 présente les résultats de l'analyse minéralogique par diffraction x normalisée à 100% sur les neuf minéraux retenus. Il s'agit des sédiments inorganiques récupérés sous les dépôts organiques le long du profil PJ1E.

x (m)	Quartz	Albite	Kfd	Calcite	Dolomite	Gypse	Micas	Chlorite	pyrite	Tot %
100	53	20	21	0	0	2	0	2	1	100
200	45	34	13	1	5	1	0	1	0	100
400	31	35	27	0	0	3	2	1	0	100
500	75	0	16	0	2	1	2	3	0	100
600	51	24	11	1	3	0	1	9	0	100
700	44	25	16	0	3	0	1	11	0	100
800	49	26	8	0	4	0	0	12	0	100
900	55	24	11	0	4	0	0	5	1	100
1000	52	24	16	0	2	0	0	6	0	100
1100	15	7	71	0	0	0	4	3	0	100
1200	58	32	7	0	0	0	2	1	0	100
1300	68	23	7	0	0	0	1	2	0	100
1400	51	19	23	2	0	0	0	2	3	100
1500	52	23	21	0	0	0	0	2	2	100
1600	52	21	14	0	0	3	8	3	0	100
1700	60	20	17	0	0	0	0	2	1	100
1800	40	35	15	1	0	0	1	9	0	100
1900	83	4	9	0	0	0	0	2	1	100
2100	13	83	3	0	0	0	0	1	0	100

Tableau 1.1: Analyse minéralogique aux rayons-x. Les échantillons ont été récupérés à intervalles de 100 m le long du profil PJ1E. Les valeurs représentent les proportions des minéraux normalisées à 100%.

Les phases minérales principales sont le quartz, l'albite et l'orthose (Kfd). Le gypse est possiblement secondaire, issu de l'altération de la pyrite au contact avec les eaux acides. La chlorite, les micas et la présence occasionnelle de magnétite indiquent un apport de minéraux du bouclier précambrien (au nord). Les carbonates (calcite et dolomite) indiquent un apport sédimentaire des roches Paléozoïques des basses terres.

L'analyse aux rayons-x permet de déceler des contrastes minéralogiques: les sédiments fins ont des compositions assez homogènes, avec environ 20% d'albite et 55% de quartz. La composition des sédiments plus grossiers est plus hétérogène, avec des pics de quartz et d'orthose et de faibles teneurs en albite. Tous ces minéraux sont originaires des roches métamorphiques et ignées du bouclier canadien. Les micas abondants ont la même origine, fait déjà noté par LaSalle (1963).

En fait, les sables des terrasses proviennent du remaniement des sédiments littoraux et deltaïques antérieurs, où étaient déjà concentrés les minéraux de la fraction sableuse. Or, ceux-ci sont surtout composés de matériel mis en place lors de la glaciation et sont dominés par des apports du bouclier canadien, au nord du Saint-Laurent. La farine glaciaire du till et les argiles de la Mer de Champlain sont riches en calcite (Prichonnet, 1988). La faible teneur en calcite des sédiments récupérés sous la tourbière résulte possiblement de la dissolution des carbonates par les eaux à faible pH circulant au sein des dépôts organiques.

L'examen visuel des échantillons révèle que les sédiments plus fins (silts argileux) sont confinés aux zones plus profondes vers le centre de la tourbière, tandis que les sédiments grossiers dominent en bordure des coteaux sableux. Cette observation concorde avec la structure géologique déduite des sondages par résistivité électrique.

1.4.5 Expériences de Darcy

Les résultats d'expériences de Darcy sont reportés au tableau 1.2. Les expériences de Darcy ont permis de calculer une conductivité hydraulique moyenne de 0,005 cm/s pour les sables de surface récupérés au site PJ1E 1900 m (près du site F, figure 2). Ce résultat est comparable aux valeurs de conductivité hydraulique des sables moyens couramment utilisées dans la littérature (Schwartz et Zang, 2003 ; Todd et Mays, 2005). Les valeurs de conductivité hydraulique varient d'un ordre de grandeur pour les échantillons analysés et aucune tendance particulière ne s'observe en fonction de la profondeur d'échantillonnage. La valeur moyenne de conductivité hydraulique des sables est de plus

d'un ordre de grandeur supérieure à celle des sédiments tourbeux (voir partie 2). Le remaniement des échantillons doit toutefois être considéré. Bien que les échantillons aient été récupérés à l'aide d'une foreuse manuelle cylindrique, ils ont dû être redimensionnés en laboratoire. Lors de ces manipulations, la structure des échantillons est altérée et ces derniers sont légèrement compactés, ce qui pourrait diminuer artificiellement leur conductivité hydraulique. Par contre, des écoulements préférentiels le long des parois du perméamètre pourraient avoir l'effet inverse. La valeur de conductivité hydraulique moyenne est donc approximative et l'erreur maximale sur la mesure risque d'être de l'ordre d'un facteur 10.

Échantillon	Z (cm)	K (cm/s)
1	46	0,0009
2	63	0,008
3	73	0,007
4	86	0,003
5	95	0,003
6	120	0,0009
7	143	0,003
8	161	0,006

Tableau 1.2 : Résultats des expériences de Darcy conduites sur les échantillons sableux récupérés au niveau du site PJ1E-1900m.

1.4.6 Compression des dépôts organiques

La figure 1.11 présente l'élévation relative des piézomètres (élévation / élévation moyenne) en fonction de la charge hydraulique relative au temps t (charge hydraulique / charge hydraulique moyenne). La figure a été produite dans le but de vérifier si il existe un lien entre la charge hydraulique et l'élévation des piézomètres et rassemble les mesures faites sur tous les piézomètres.

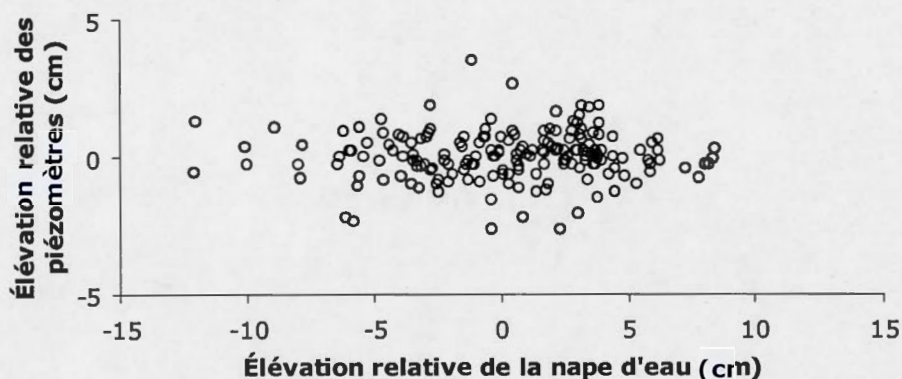


Figure 1.11: Élévations relatives des piézomètres en fonction de niveau relatif de la nape d'eau. Mesures faites entre le 4 mai et le 6 novembre 2006 : 17 contrôles effectués sur 11 piézomètres.

Tel que présenté à la figure 1.11, l'élévation relative des piézomètres ne montre pas de lien direct avec les niveaux d'eau au sein des dépôts tourbeux. Cette observation ne correspond pas aux prédictions théoriques (section 2.4.6), où l'emmagasinement en eau devrait être lié aux niveaux d'eau et aux fluctuations de la surface des dépôts organiques. Il est possible que les tubes des piézomètres ne soient pas solidaires des dépôts tourbeux et que leurs variations d'élévation ne reflètent pas les fluctuations réelles du volume de la tourbe. De plus, il est possible que la production de méthane biogénique influence la compression et la dilatation des dépôts tourbeux. La déformation des dépôts organiques en zone saturée est compensée par une perte ou un gain d'eau. Le mouvement de l'eau étant contrôlé en partie par la conductivité hydraulique de la tourbe, il est possible que la déformation des dépôts organiques soit moins dynamique que les fluctuations du niveau phréatique.

1.4.7 Intégration des données

L'intégration des données géologiques et géophysiques et l'analyse des cartes topographiques et géologiques ont permis la production de coupes topogéologiques pour la zone à l'étude. La figure 1.12 présente une coupe de 10 km orientée du NO au SE entre le ruisseau Bras-du-Sud-Ouest et le fleuve Saint-Laurent au niveau de la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie (figure 1.1, entre les points Z et Z'). La position du contact entre les sables des hautes et basses terrasses est placée à une altitude de l'ordre de 23 m (non visible au NO sur la figure 1.12). Le contact entre les sables des basses terrasses et les argiles de la Mer de Champlain est placé à environ 15 m. Cette altitude représente l'élévation du contact observé au niveau des cours d'eau environnants. Sur la figure 1.12, les silts argileux de la mer de Champlain et du lac à *Lampsilis* sont regroupés sous le terme « silts argileux »

puisque l'étendue et la disposition des sédiments lacustres n'est pas précisément caractérisée au niveau du site à l'étude.

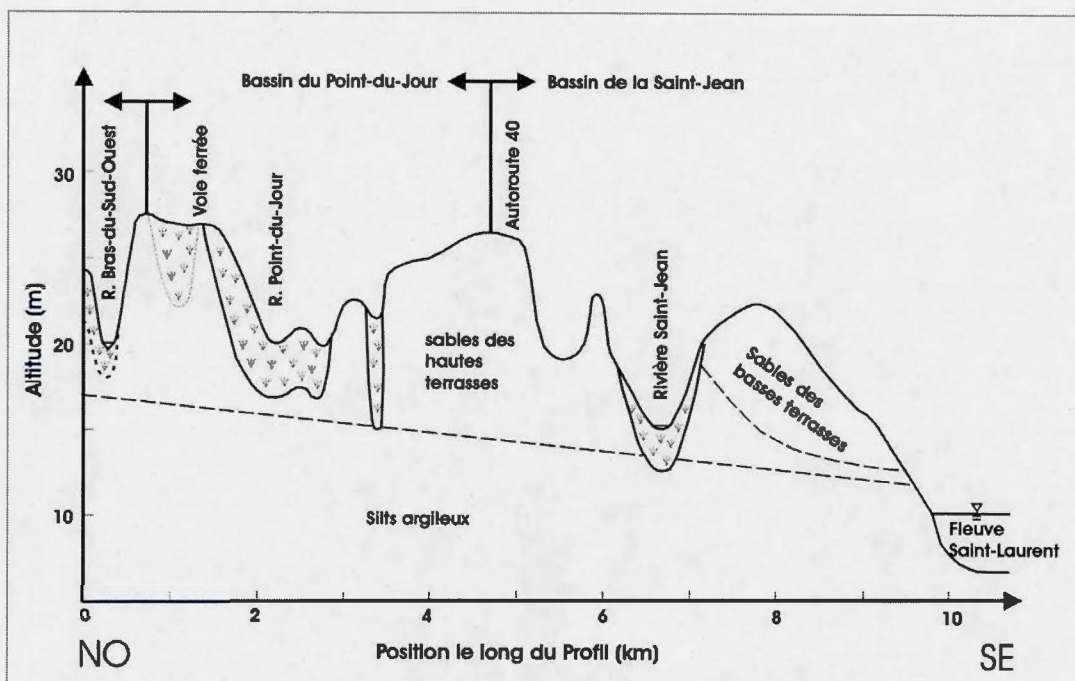


Figure 1.12: Coupe géologique synthèse. La position des contacts géologiques est approximative.

Lors des travaux de terrain, une attention particulière a été portée à la portion sud de la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie. L'intégration des données recueillies a permis la formulation d'un modèle conceptuel de l'hydrogéologie du complexe tourbeux le long d'une coupe parallèle au profil PJ1E (figure 1.13). On peut y voir que les dépôts organiques reposent directement sur les silts argileux aux endroits où l'épaisseur de tourbe est la plus importante. Cette interprétation a été confirmée par l'analyse des sédiments recueillis par forages manuels sous les dépôts tourbeux. Puisque les niveaux piézométriques sont plus élevés au niveau des coteaux sableux (voir carte piézométrique de Aménatech (1989) en annexe 2), les dépôts organiques sont en partie alimentés en eau par l'aquifère superficiel régional des hautes terrasses. La portion centrale de la tourbière, caractérisée par une végétation de type ombrotrophe, est essentiellement alimentée en eau par les précipitations puisqu'elle est à une altitude légèrement supérieure aux zones minérotrophes. Le modèle conceptuel de la figure 1.13 est comparable au modèle « shallow flow » proposé par Reeve et al. (2000). Selon ce modèle, la majeure partie des écoulements s'effectue au sein de l'acrotelme tandis que la faible conductivité hydraulique du catotelme réduit considérablement les échanges hydriques

avec les sédiments sous-jacents. Au site à l'étude, l'imperméabilité des sédiments argileux se trouvant sous la tourbière impose des écoulements principalement horizontaux. De plus, les analyses microtopographiques ont montré que le gradient hydraulique maximal est observé parallèlement à l'allongement des bras tourbeux, permettant ainsi le drainage de la tourbière vers le ruisseau Point-du-Jour en direction du SSO, et la rivière Saint-Joseph en direction du NNE. On distingue donc deux principaux axes d'écoulements perpendiculaires (l'un longitudinal et l'autre transverse). La première direction d'écoulement se fait des coteaux et du dôme ombrotrophe vers les zones minérotrophes et se superpose aux écoulements longitudinaux, parallèle aux axes des chenaux tourbeux.

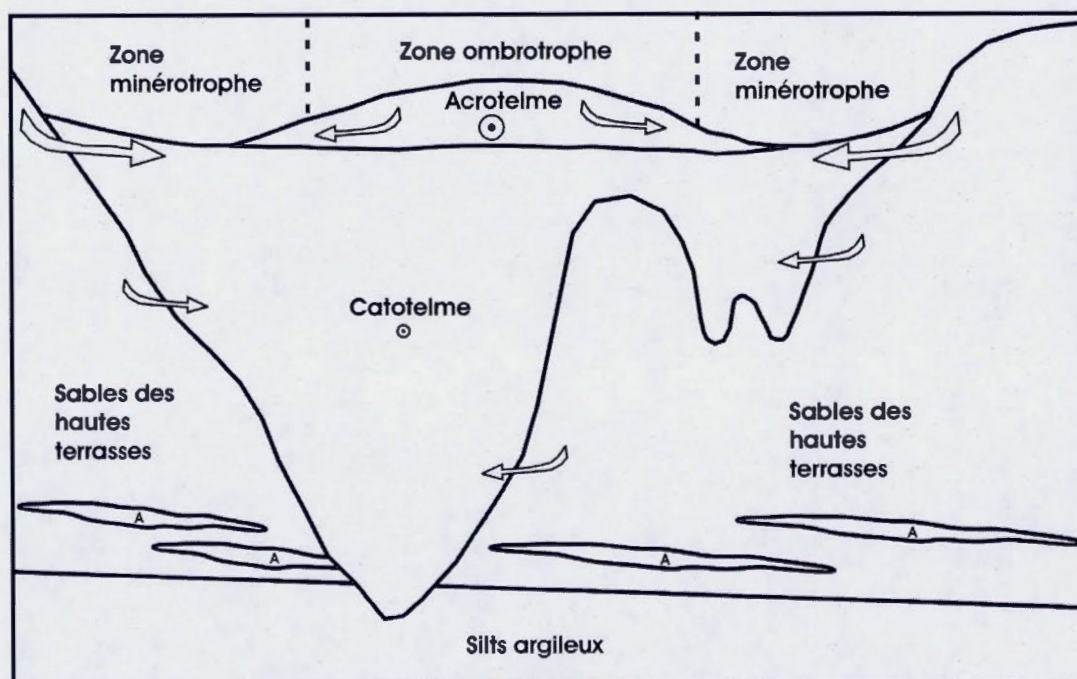


Figure 1.13: Modèle hydrogéologique conceptuel. Les lentilles de silts argileux sont identifiées par la lettre A. les flèches et les points superposés représentent les directions d'écoulement et leur taille est proportionnelle à l'importance des écoulements. Le modèle représente une coupe dans le bassin Point-du-Jour, les écoulements longitudinaux étant orientés vers le SSO.

Ce modèle conceptuel concorde bien avec les valeurs des paramètres physico-chimiques (pH et conductivité) de l'eau analysée en surface le long du profil PJ1E par Pellerin et al., 2005. Tel que présenté à la figure 1.14, le pH et la conductivité de l'eau porale de la tourbière tendent à diminuer vers le centre de la zone ombrotrophe. Ce phénomène s'explique par le fait que la portion ombrotrophe de la tourbière est alimentée en eau essentiellement par les précipitations. Les mécanismes d'échanges cationiques ainsi que la décomposition de la matière organique participent à la diminution du pH de l'eau dans la tourbe. Les secteurs minérotrophes sont quant à eux alimentés en eau par les

précipitations et par l'aquifère superficiel de la région, qui s'écoule au sein des sables des terrasses. Cet apport d'eau plus riche en éléments dissous explique que le pH et la conductivité de l'eau soient plus élevés dans les secteurs minérotrophes du complexe tourbeux.

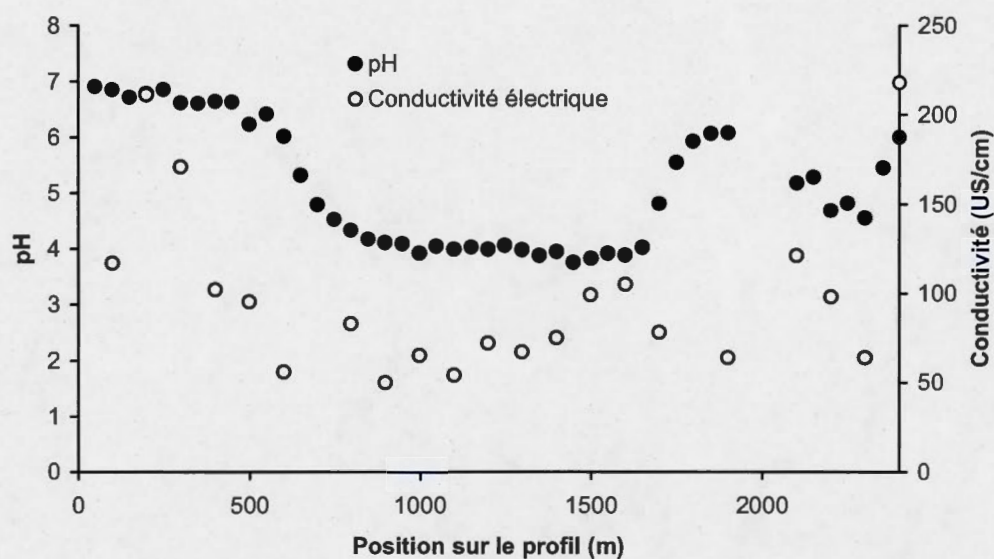


Figure 1.14 : Données physicochimiques de l'eau du profil PJ1E. Tiré de Pellerin et al., 2005.

1.5 Conclusion

Les résultats présentés dans cette partie permettent de réaliser le premier objectif du projet, soit de définir le contexte géologique du complexe tourbeux. Les travaux de terrain et les analyses géologiques ont permis de tracer un portrait général de la géologie de surface de la région de Lanoraie. Les mesures de résistivité électrique de même que les investigations géologiques ponctuelles permettent de localiser la position du contact entre les sables des terrasses et les sédiments fins de la Mer de Champlain (et par endroits du lac à *Lampsilis*) à une altitude de l'ordre de 15 m. La localisation de ce contact fournit une meilleure compréhension du rôle de la géologie de surface pour le développement du complexe tourbeux de Lanoraie. Les silts argileux de la Mer de Champlain (ainsi que les sédiments fins du lac à *Lampsilis*) sont identifiées comme l'unité imperméable sous-jacente aux sables des terrasses et aux dépôts organiques. Leur présence permet le maintien de conditions humides superficielles. Les sondages manuels confirment que les dépôts organiques reposent soit directement sur les silts argileux, soit sur les sables des terrasses, soit sur une zone de transition. Le contact périphérique avec les sables des terrasses permet les échanges hydrologiques de l'aquifère superficiel régional vers le complexe tourbeux. Les analyses minéralogiques aux rayons-x réalisées sur les sédiments récupérés sous la tourbe permettent de formuler des interprétations portant sur les sources sédimentaires des unités inorganiques étudiées. Essentiellement, on peut distinguer des apports sédimentaires du bouclier précambrien, riches en feldspaths, et des basses terres, riches en carbonates. Les expériences de Darcy conduites sur les échantillons sableux récupérés au niveau d'un coteau sableux du profil PJ1E fournissent une estimation de la conductivité hydraulique des sables des hautes terrasses. Les analyses radar ont révélé que la morphologie de fond du bassin tourbeux est très irrégulière. Cette morphologie reflète la forme des paléochenaux du Saint-Laurent, incisés dans les sables des terrasses, par endroits jusqu'aux argiles marines. Les mesures microtopographiques ont fourni des informations additionnelles concernant la morphologie de surface et les gradients hydrauliques dans la portion sud de la réserve écologique. L'estimation des gradients hydrauliques permet de dresser un portrait sommaire des directions d'écoulements au niveau de la zone ombrotrophe de la réserve écologique, ces dernières ayant été confirmées par plusieurs observations de terrain. Les données microtopographiques seront notamment utilisées pour des fins de modélisation numérique (partie 3). Finalement, l'intégration des données mène à la production d'un modèle hydrogéologique conceptuel (figure 1.13) comparable au type « shallow flow » proposé par Reeve et al. (2000). Le modèle conceptuel illustre le contrôle géologique et géomorphologique sur la dynamique hydrique du site à l'étude. Ce modèle sera rediscuté et abordé quantitativement au cours des parties subséquentes.

PARTIE II

PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES DES DÉPÔTS DE TOURBE DU
COMPLEXE TOURBEUX DE LANORAIE

Mise en contexte de la partie II

Le texte suivant présente une étude détaillée des propriétés hydrauliques des sédiments organiques du complexe tourbeux de Lanoraie. Cette partie a été rédigée sous la forme d'un article accepté pour publication dans la revue scientifique *Hydrological Processes* (HYP-06-0312). Suite à la description du contexte géologique du site à l'étude, l'analyse des propriétés hydrauliques de la tourbe est la seconde étape de la caractérisation de la dynamique hydrique du complexe tourbeux.

FULL TITLE

**Investigating Peat Hydrological Properties Using Field and Laboratory Methods: Application to the
Lanoraie Peatland complex (Southern Quebec, Canada)**

SHORT TITLE

Investigating Peat Hydrological Properties

E ROSA^{1*} and M LAROCQUE¹

⁽¹⁾ : Centre de recherche pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale. Département
des sciences de la Terre et de l'atmosphère – Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec,
Canada ; tel : 514-987-3000 ext 1515 ; fax : 514-987-7749 ; rickrockrosa@gmail.com

* : Corresponding author

ABSTRACT

Flow dynamics within a peatland are governed by hydraulic parameters such as hydraulic conductivity, dispersivity and specific yield, as well as by anisotropy and heterogeneity. The aim of the present study is to investigate hydraulic parameters variability in peat through the use of different field and laboratory methods. An experimental site located in the Lanoraie peatland complex (southern Quebec, Canada) was used to test the different approaches. Slug and bail tests were performed in piezometer standpipes to investigate catotelm hydraulic conductivity. Combined Darcy's tests and tracer experiments were conducted on cubic samples using the Modified Cube Method (MCM) to assess catotelm hydraulic conductivity, anisotropy and dispersivity. A new laboratory method is proposed for assessing acrotelm hydraulic conductivity and gravity drainage using a laboratory experimental tank. Most of slug tests recovery curves were characteristic of compressible media and important variability was observed depending on the initial head difference. Darcy's experiments on cubic samples provided reproducible results and anisotropy ($K_h > K_v$) was observed for most of samples. All tracer experiments displayed asymmetrical breakthrough curves, suggesting the presence of retardation and/or dual porosity. Hydraulic conductivity estimates performed using the experimental tank showed K variations over a factor of 44 within the upper 40 cm of the acrotelm. Results demonstrate that the intrinsic variability associated with the different field and laboratory methods is small compared to spatial variability of hydraulic parameters. It is suggested that a comprehensive assessment of peat hydrological properties can be obtained through the combined use of complementary field and laboratory investigations.

KEYWORDS

Hydraulic conductivity, Dispersivity, Gravity drainage, Heterogeneity, Anisotropy, Slug Test, Modified Cube Method, Tracer test, Acrotelm, Catotelm,

2.1 Introduction

Wetlands, including marshes, mires, swamps and peatlands, cover between 4 and 6% of the land surface of the Earth (Mitsch and Gosselink, 2000) and represent transitional environments between terrestrial and aquatic ecosystems. Wetlands play major hydrological, ecological and biochemical roles. Hydrological processes occurring in peat deposits can determine their heavy metal storage and release capacity (Rothwell et al., 2005) and play a major role in their carbon cycles (Waddington and Roulet, 1997; Dowrick et al., 2006). Wetlands hydrological parameters can also contribute to modulate the interactions between organic deposits and the surrounding aquifer and surface water bodies (eg.: Todd et al., 2006) when the underlying substrate is permeable (cf.: Reeve et al., 2000). From a hydrological point of view, peat deposits can be considered as stratified heterogeneous environments. They can usually be divided in two main layers with contrasting hydrological properties: the acrotelm (Ingram, 1978), a surface layer within which water levels fluctuate throughout the year, and the catotelm, a well decomposed permanently saturated layer. With thickness up to 50 cm, the acrotelm is composed of living and poorly to well decomposed organic material and is characterized by a high hydraulic conductivity. The catotelm consists of the more decomposed and denser material lying under the acrotelm, where hydraulic conductivity is lower and saturation is permanent. Heterogeneities caused by the presence of various plant and tree remains as well as layering are typically observed within peat deposits.

A number of studies report measurements of peat hydraulic conductivity (eg. Rycroft et al., 1975), anisotropy (eg. Beckwith et al., 2003; Surridge et al., 2005), dispersivity and effective porosity (eg. Hoag and Price, 1997; Ours et al., 1997) as well as compressibility (eg. Schlottzhauer and Price, 1999; Price et al., 2005). Peat hydraulic conductivity (K) has been estimated using *in situ* methods such as piezometer slug tests (eg. Baird and Gaffney, 1994; Holden and Burt, 2003; Baird et al., 2004; Clymo, 2004). These field tests are attractive since they allow evaluation of K with minimum peat disturbance and do not require expensive material. However, classical theoretical background regarding piezometer slug tests (Hvorslev, 1951) was formulated for homogeneous, isotropic and incompressible soils, conditions rarely found in peatlands. More recent studies have presented and applied techniques for assessing hydraulic conductivity in compressible soils (Brand and Premchitt, 1982; Baird and Gaffney, 1994; Holden and Burt, 2003) and show that piezometer slug tests require a meticulous experimental procedure (Butler et al., 1996). Hydraulic conductivity can also be obtained from laboratory experiments; one particular approach is the Modified Cube Method (MCM) (Bouma and Decker, 1981; Beckwith et al., 2003; Surridge et al., 2005), which reproduces the Darcy

experiment on cubic samples. Other studies conducted on centimeter scale peat samples (using laboratory columns) have shown that laboratory methods can provide realistic estimates of effective porosity and dispersivity (Hoag and Price, 1997; Ours et al., 1997). Laboratory experiments are generally performed on relatively small samples and little attention has been given to the sample size required to produce results representative of field-scale heterogeneity.

Despite the importance of properly defining peat hydraulic properties for understanding peatland hydrology, there is no standard methodology systematically used to measure organic deposits hydraulic parameters. Field and laboratory investigations are also rarely combined and there is a need for a careful assessment of problems and advantages associated with different methods. Such an assessment is of major concern for anyone trying to understand and model peatland hydrology. The aim of the present study is to investigate hydraulic parameter variability in peat through the use of different field and laboratory methods. Catotelm hydraulic conductivity, anisotropy and dispersivity are investigated using slug tests as well as MCM and tracer experiments. A new method for estimating acrotelm hydraulic conductivity and gravity drainage using a laboratory experimental tank is proposed. An assessment of the potential sources of error and variability associated with the different experimental procedures is also presented. An experimental site located in the Lanoraie peatland complex (southern Quebec, Canada) is used to test the different approaches.

2.2 Study Area

Mainly composed of minerotrophic peat, the Lanoraie peatland complex (Figure 2.1) covers an area of 76 km² and is located 40 km NE of Montreal on the North shore of the St. Lawrence River, in southern Quebec (73°20'W, 46°00'N). The region's mean annual temperature is 5,6°C, total annual precipitation is 1006 mm and snowfall occurs mainly from November to March. Stream peak discharges are typically recorded in March, as a result of snowmelt whereas the lowest discharges are measured in late August. The peatland complex has developed in a SW-NE axis inherited from the St. Lawrence River paleochannels. The superficial regional aquifer consists of four main hydrostratigraphic units; from the surface: (1) the organic deposits of the Lanoraie peatlands, (2) the Lanoraie region terraces sands, (3) a transitional silty unit (coarsening upward) and (4) the Champlain sea clayey silts. The organic deposits accumulated on the transitional unit or directly on the clayey silt (both with low permeability) and are connected to the regional aquifer via lateral contact with the terraces sands.

The regional groundwater flow is oriented towards the St. Lawrence River in a general NW-SE direction although more local superficial systems (including the peatland complex) are developed around draining streams. For the current study, particular interest was paid to the Réserve Écologique des Tourbières-de-Lanoraie (i.e. an ecological preservation area), a 4,7 km² protected area within the peatland complex (Figure 2.1). This area consists of a 3 km² ombrotrophic zone surrounded by minerotrophic peat in direct lateral contact with the terrace sands. In this zone, peat thickness can reach 7 m, with an average value of 1,8 m.

The study area is instrumented with ten long term measurement piezometers (equipped with automated *INW-PT2X* pressure transducers) installed in four clusters within the ecological preservation area. Sites 1 and 2 are located in the fen part of the peatland whereas sites 3 and 4 are within the bog area. Long term hourly head measurements indicate that the water table fluctuates between the surface and an approximate depth of 55 cm from May to November, with the lowest levels recorded at the end of August (Rosa et al., 2006). Peat compression and swelling was estimated by measuring relative elevation of piezometer pipes with respect to a steel rod firmly fixed in the underlying inorganic deposits. Annual variations of the peat surface can reach 7 cm, a value comparable to the results from Schlotzhauer and Price (1999).

2.3 Materials and methods

2.3.1 Slug tests

Ten 3,3 cm OD (2,5 cm ID) PVC piezometers were installed in four clusters (adjacent to the sites of long term measurement piezometers) with depths from the peat surface ranging between 50 to 250 cm. At the measuring sites, peat depth ranges from 1,6 to 2,6 m and the acrotelm thickness varies from 25 to 40 cm. The piezometers were sealed at their base and equipped with 11 cm long intakes consisting of vertical grooves creating a 50% porosity zone in the lower part of the pipe. A manual piston corer slightly smaller than the PVC pipes was used to pre-auger the holes. An aluminum rod was inserted in the piezometers to verify that the intakes were not distorted. Piezometer development consists of adding or removing large volumes of water from the piezometers in order to remove debris that could block the intakes. It is an important procedure to prevent the formation of a low permeability skin around the intakes (Butler et al., 1996). In the current study, development was performed by removing water from each pipe until mobile fine particles were displaced and water became clear (volumes ranging between 0,5 and 1 L). The piezometers were instrumented with

automated pressure transducers (*INW-PT2X*) and allowed to equilibrate for at least seven days before further experiments.

Slug tests were performed in all piezometers following a procedure similar to the methodology proposed by Surridge et al., (2005). The procedure also follows recommendations by Butler et al. (1996) who suggest that in order to assess for slug size dependence, at least two tests with a minimum initial head (H_0) difference of a factor of two should be performed. In the current study, each piezometer was tested with slug insertions and withdrawals producing approximate head differences of 5, 7, 10, -5 and -10 cm, for a total of 42 slug tests (some head differences could not be used because of piezometer and water table depths). Small head differences were used in order to minimize potential compression effects. Three piezometers were also tested with eight replicate experiments to estimate slug test reproducibility and verify for the presence of organic material blocking piezometer intakes. In order to produce reliable estimates of hydraulic conductivity, slug tests response-time curves were recorded until at least 90% recovery (t_{90}). Tests took between 30 and 30 000 seconds to reach 90% completion, providing K values ranging within three orders of magnitude.

Hvorslev (1951) showed that head recovery after slug insertion or removal from a piezometer displays an exponential behaviour dependent on hydraulic conductivity. The Hvorslev equation was developed for homogeneous rigid soils where specific storage effects are considered negligible:

$$\frac{H-h}{H-H_0} = \exp\left(\frac{-tFK}{r^2}\right) \quad \text{Equation (1)}$$

where H is the equilibration pressure head (cm), h is the pressure head (cm) at time t , H_0 is the initial pressure head (cm), t is the time since slug insertion (s), F is the piezometer shape factor (cm), K is the hydraulic conductivity (cm/s), and r is the piezometer inside radius (cm). The shape factor used in the present study (Brand and Premchitt, 1980) is formulated as follows:

$$F = 7d + 1.65L \quad \text{Equation (2)}$$

where d is the outside diameter of the piezometer (3.3 cm) and L is the intake length (11 cm). Similar shape factors have been used in previous peatland studies (Holden and Burt, 2003; Baird et al., 2004; Surridge et al., 2005). Using this particular shape factor allows a direct comparison with other studies.

Because peat is compressible, using a rigid soil theory for slug test analysis might not be strictly adequate (Baird and Gaffney, 1994; Holden and Burt, 2003). Brand and Premchitt (1982) developed equalization charts for piezometer response in compressible media. However, most of the responses recorded in the present study were out of the time range covered by the charts and the method could not be systematically used.

2.3.2 Modified Cube Method and tracer experiments

Four 1 m peat cores were sampled near the piezometer clusters using a *JEGLUM II* Box corer. Sampling compression was measured in the field and ranged between 1 and 3 cm, mostly in the upper part of the sample (living organic material). This portion of the cores was not used for laboratory experiments. The cores were placed in plastic casings, tightly wrapped in cellophane and kept at 4°C until laboratory analysis which was accomplished shortly after extraction.

In the laboratory, the cores were cut in 8 cm (512 cm^3) cubic samples (Figure 2.2) using a fine-toothed serrated knife. The peat is characterized by a highly heterogeneous structure consisting of well decomposed organic material containing centimeter scale root remains, poorly decomposed plant remains and wood material (Figure 2.2) which may create macropores and preferential flowpaths. The upper 40 cm of each core could not be analyzed using the modified cube method MCM because the larger pores in the upper cubes tended to fill with wax during sample preparation. Cubic samples were chosen at different depths to avoid layers essentially consisting of wood material. Those layers were characterized by a very weak structure and often cracked and deteriorated during preparation. Seven cubes were prepared from each core. Using cubic samples allows the measurement of vertical (K_v) and horizontal (K_h) hydraulic conductivity as well as stratification and anisotropy of peat hydraulic properties. The cubic peat samples were sealed as required by the MCM using paraffin wax (Surridge et al., 2005). The wax was removed from the top and bottom faces of the cubes to measure K_v . Samples were slowly (over 24 h) saturated from the bottom using tap water until the water level rose up to 1 cm of the sample upper face, allowing gas bubbles to be expelled from the peat. The prepared samples were placed on a funnel connected to a graduated cylinder and a thin film of water was maintained at their upper face to produce a hydraulic gradient close to unity (cf.: Beckwith et al., 2003). Discharge stabilization took approximately 60 min. Once steady flow was obtained, hydraulic conductivity was calculated using Darcy's law:

$$K = \frac{Q}{ai} \quad \text{Equation (4)}$$

where Q is the measured discharge (cm^3s^{-1}), a is the sample cross sectional area (cm^2) and i is the hydraulic gradient (cm/cm). The experiments lasted until stable discharge was recorded (at least 2 h). The cubic samples were then removed from the funnels, the opened faces were sealed with wax and the two opposite faces were opened to measure K_h .

Vertical tracer tests were performed simultaneously with the MCM experiments on cores 1 and 4 (14 cubic samples) using a 1 ppm NaBr solution. These tests were performed to estimate peat dispersivity and to provide a further assessment of water movement through the cubic samples. Tracer concentrations were measured every 30 min in the downstream graduated cylinder using an Orion™ Bromide selective sensor with a reproducibility of $\pm 2\%$. The tracer tests lasted up to 27 h and rapidly reached discharge stability. Tracer restitution rates calculated after sample rinsing were slightly higher than 100%. This indicates the presence of interfering chemical species that are mobilized during the experiments. The error introduced by interfering species is small and should not invalidate tracer experiments.

Transport processes affecting tracer propagation through a porous medium include convective transport, mechanical dispersion and diffusion effects. Convective transport consists of the physical movement of water through the porous media. The convective front, characterized by a relative tracer concentration (C/C_0) of 0.5, travels at the linear velocity (V_x) through the porous medium. In peat cores, dual porosity (Ours et al., 1997; Hoag and Price, 1997) could induce exchanges between macropores and micropores, slowing down tracer propagation. In this case, a retardation factor R_f ($R_f = \text{Real linear velocity} / \text{measured linear velocity}$) needs to be considered.

Dispersion (see Bear, 1972) is the physical process causing the tracer front to spread through the porous medium. It is responsible for the shape of the tracer breakthrough curve and is characterized by the dispersion coefficient:

$$D_L = \alpha_L * V_x \quad \text{Equation (5)}$$

where D_L is the longitudinal dispersion coefficient (cm^2s^{-1}), α_L is the longitudinal dispersivity (cm) and V_x is the linear velocity (cm s^{-1}).

For interpretation purposes, cubic samples are considered as a semi-infinite media with constant tracer injection through an upstream limit of regular geometry and a stable downstream head allowing steady flow. The breakthrough curves were therefore analyzed using the Ogata and Banks (1961) analytical solution:

$$\frac{C}{C_0} = 0,5 \left(\operatorname{erfc} \left(\frac{x - \left\{ \frac{V_x}{R_f} \right\} t}{2 \sqrt{\left\{ \frac{D_L}{R_f} \right\} t}} \right) + \exp \left(\frac{x V_x}{D_L} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{x + \left\{ \frac{V_x}{R_f} \right\} t}{2 \sqrt{\left\{ \frac{D_L}{R_f} \right\} t}} \right) \right) \quad \text{Equation (6)}$$

with boundary and initial conditions:

$$C(0,t) = C_0, \text{ for } t \geq 0$$

$$C(\infty,t) = 0, \text{ for } t \geq 0$$

$$C(x,0) = 0, \text{ for } x \geq 0$$

where $C(x, t)$ is the tracer concentration (g cm^{-3}) at a distance x (cm) of the injection limit at time t (s) after beginning of injection, C_0 is the concentration of injected tracer (g cm^{-3}) and D_L is the dispersion coefficient ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$).

Parameters D_L/R_f and V_x/R_f (retarded linear velocity) were modified iteratively until the best fit between analytical solution and experimental results was obtained. Parameter calibration was performed in Excel with an objective function minimizing the Root Mean Square Error (RMSE) between analytical and experimental values using all data points. Since retardation was not measured, the method provides retarded linear velocity but not the linear velocity. Retarded velocity is an important parameter to estimate for predicting the propagation of a non reactive tracer through peat. Dispersivity can be estimated using equation 5.

2.3.3 Laboratory experimental tank

Acrotelm hydraulic conductivity could not be analyzed using the MCM method because the larger pores in the upper cubes tended to fill with wax during sample preparation. Slug tests are also difficult to perform within the upper centimeters of peat deposits because of unsaturated conditions. A

new laboratory method was developed to measure the hydraulic conductivity in the upper 40 cm of the acrotelm. Laboratory scale manipulations were conducted on a 60 cm (length) by 25 cm (width) by 40 cm (height) experimental tank built of 4 mm thick clear acrylic panels (Figure 2.3). The clear acrylic panels facilitate visual inspections to verify that no preferential flow developed on the tank lateral walls. The tank upstream and downstream ends are equipped with variable head overflows and an adjustable base support, allowing K measurements with different water levels and hydraulic gradients. The water supply consists of a rigid plastic box filled with tap water placed under both tank overflows, supplying the system with re-circulating water. A neon light fixed 30 cm above the tank provides light 12 h/day.

The acrotelm sample was recuperated south of site 4 in the bog area. A peat sample slightly larger than the experimental tank was extracted with a smooth bladed knife, a sharp shovel and a support mesh. The minimally disturbed acrotelm sample was brought to the laboratory within three hours. The sample was re-sized and inserted into the tank using the bottom mesh support. The tank was slowly filled from the bottom with tap water and the sample was left to saturate for 48 hours. When not used for K measurements, the tank was kept saturated to avoid oxidation of the organic material.

A 0,01 longitudinal hydraulic gradient was set by adjusting the base support and overflows' heights (transverse hydraulic gradient is zero) (see also Danquigny et al., 2004). The experimental tank was supplied with enough water to obtain a steady flow from both overflows during the entire experiment. The capillary fringe is assumed not to transmit water. Once stable discharge was obtained (generally after two hours), the hydraulic conductivity of the peat layers is calculated using Darcy's law (equation 4). The overflows height is then reduced, the experimental tank is left to equilibrate and the procedure is repeated on a smaller saturated peat thickness. The flow within one layer is obtained by calculating the total flow at a specific water table position and subtracting discharge values obtained for lower water levels. Eight tests were conducted with water levels ranging between 20 and 38 cm. K estimates could not be obtained for water levels below 20 cm because upper peat shrinkage caused preferential flow along the tank walls. No evidence of preferential flow along the tank walls were identified with higher water levels.

Acrotelm specific yield is important to estimate volumes of water which are stored and released during precipitation and evapotranspiration processes. Gravity drainage is expected to be similar to or slightly smaller than acrotelm specific yield. Acrotelm bulk gravity drainage water was

estimated by removing the tank overflows and measuring the volume of free drainage water after 96 h. The recuperated volume of water was divided by the peat volume.

2.4 Results and discussion

2.4.1 Slug tests

Slug tests performed in incompressible materials should yield t_{90}/t_{50} ratios (R) equal to 3,31 and t_{50}/t_{10} ratios (R^*) equal to 6,58, independently of the initial head difference. Compression effects should yield higher R and R^* and time ratios should be dependent on H_0 , yielding higher R values for larger slug sizes. Table 1 shows that R and R^* are generally higher than expected for incompressible materials. However, the complete results (not shown in Table 1) do not indicate any direct link between R or R^* and H_0 . This could be an indication that peat compression and swelling during the experiments are not the only factors affecting time ratios.

An important process which could affect slug tests head recoveries is organic debris mobilization around piezometer intakes. If piezometers are not adequately developed prior to testing, small particles could clog pores around the intakes during insertion experiments and debris could flow into the piezometer during withdrawal experiments. When pore clogging processes are present, recovery rates should decrease as slug size increases during insertion experiments; larger slug insertion resulting in more disturbance and organic material mobilization, enhancing pore clogging (cf.: Baird et al, 2004). Pore clogging processes should also generate faster recoveries after withdrawal. This can be assessed by comparing t_{90} values for insertion (i) and withdrawal (w) experiments (t_{90i}/t_{90w}). Average t_{90i}/t_{90w} ratios for 5 and 10 cm head differences are respectively 1,05 and 1,46. Slug tests results from piezometer 3/50 yielded very high t_{90i}/t_{90w} ratios (2,33 and 3,52 for 5 and 10 cm head differences), which could be an indication of pore clogging for this piezometer. If these values are excluded, average t_{90i}/t_{90w} ratios become 0,86 and 1,05 for H_0 of 5 and 10 cm. It seems therefore unlikely that pore clogging generally affected recovery rates. Recovery time sequences (table 1) show that there is no direct link between t_{90} and either H_0 or slug direction. However, t_{90i}/t_{90w} values are systematically higher for a larger slug size. This might be caused by storage mechanisms around the piezometer intake where water is more easily released than stored or by more particle mobilization with larger volumes.

Analysis of slug test replicates shows that the experiments are reproducible without significant errors (Figure 2.4). Furthermore, there is no systematic difference between the shape of recoveries after insertion and withdrawal of different slug sizes, although the shapes of the different recovery curves are not strictly identical. These results further suggest that the effects of an evolving pore clogging process are unlikely. Other replicate tests conducted at piezometers 1/150 and 4/150 yielded similar results.

Table 1 presents hydraulic conductivities estimated using incompressible theory (Hvorslev, 1951) with 50% (K_{50}) and 90% (K_{90}) recovery times. Average hydraulic conductivities obtained with the slug tests range between $1,15 \times 10^{-5}$ and $6,94 \times 10^{-3}$ cm/s. Coefficients of variations on K values obtained from the slug tests for a given site and depth range from 0,08 to 0,63, reflecting the variability between K measurements with different slug sizes and directions. This variability might be caused by centimeter scale heterogeneities (Figure 2.2) in peat deposits. Since displaced water volumes are relatively small (less than 55 ml), the presence of macropores or other heterogeneities around the intakes could have an important effect on slug tests' recoveries. Using larger volumes of water could allow investigating peat further from the piezometer but increased hydraulic gradients might also induce peat compression, resulting in other methodological problems. The observed variability demonstrates the importance of using different slug sizes with both insertions and withdrawals to provide a realistic range of K values.

Slug test results show no systematic hydraulic conductivity increase or decrease between 50 and 250 cm depths. In the Lanoraie peatland complex, K appears to be more a function of layering (i.e. peat layers with different organic composition) and local heterogeneity (i.e. roots, wood material) than a function of depth. This conclusion is similar to that of Holden and Burt (2003) who found that K below 10 cm was not a function of depth in North Pennines blanket peats (UK). Surridge et al. (2005) also found that hydraulic conductivity was layer-dependent in a UK floodplain fen peat. Conversely, Clymo (2004) found that hydraulic conductivity decreased systematically with depth in a Scotland raised bog. In the current study, spatial analysis of K values shows that hydraulic conductivity tends to be lower in the bog (sites 3 and 4) than in the fen (sites 1 and 2). This might reflect a different peat composition, with more wood material and heterogeneities allowing preferential flow in the fen area.

2.4.2 Cube method and tracer experiments

K experiments conducted on cubic samples yielded values ranging between $1,19 \times 10^{-5}$ and $2,42 \times 10^{-3}$ cm/s (Table 2). A total of 22 duplicates (11 on K_h and 11 on K_v measurements) were performed randomly on cubic samples from cores 2 and 3 to assess experiments validity. Results have shown a mean absolute error of 16% on duplicate tests. These variations are small enough for the procedure to be considered reliable. The experimental error on K estimates is negligible compared to contrasts in hydraulic conductivity between samples. The K_v/K_h ratios are smaller than unity for 76% of the tested samples, indicating that these peat deposits have a moderate anisotropy with preferential horizontal flow. Similar results have been reported by Beckwith et al. (2003) and Surridge et al. (2005). The measured anisotropy could reflect layered heterogeneity within the cubes. When performing vertical experiments, the measured hydraulic conductivity is restricted by the less permeable horizontal layer, through which all water must pass; during horizontal K tests, water may bypass the less permeable layers, resulting in a higher hydraulic conductivity. As shown in Table 2, variations in hydraulic conductivity between successive 8 cm samples can be as high as an order of magnitude. This is an indication that MCM K estimates could be influenced by sample size. If large macropores and heterogeneities are not interconnected within the peat matrix but comparable in size to the studied samples, MCM experiments will provide K estimates that are unrepresentative of field values.

Figure 2.5 illustrates MCM results from site 2. K_h is systematically larger than K_v for all depths. At site 2, anisotropy is inversely correlated with hydraulic conductivity, but this trend was not observed everywhere. Figure 2.5 clearly indicates that K is layer-dependent and not strictly a function of depth. This observation is in accordance with results from slug tests. Experiments conducted on cubic samples did not show any particular differences in hydraulic conductivity between bog and fen sites. MCM and slug tests K values for a given site (50 cm is the only common depth) are generally not comparable. A possible explanation is that horizontal variability of peat hydraulic conductivity is very high and although peat cores were sampled within 2 m of the piezometer clusters, they could have intercepted different heterogeneities.

Calibration of the Ogata and Banks analytical solution on the tracer tests recovery curves yielded α_L values ranging between 1,37 and 10,9 cm and retarded linear velocities ranging between 5×10^{-5} and $1,59 \times 10^{-3}$ m/s (Table 2). Neither α_L nor V_x/R_f is directly linked to depth and both parameters appear to be layer-dependent. A typical breakthrough curve is illustrated on Figure 2.6. All

breakthrough curves are asymmetrical, with a quick rise in tracer concentration at the beginning of the experiment followed by an asymptotic tendency towards $C/C_0=1$. The asymmetrical shape (or tailing) of the breakthrough curves from tracer experiments could be explained by a retardation factor caused by tracer diffusion into dead end pores (Ours et al., 1997; Hoag and Price, 1997). The presence of dual porosity could also explain the observed asymmetry. There could be rapid preferential flow in large macropores, simultaneously and almost independently with slower flow through the peat matrix. The superposition of the tracer restitution produced by "macropore flow" and "matrix flow" could explain the breakthrough curves asymmetry and misfit with the theoretical solution. Baird and Gaffney (2000) also discussed evidences for a multiporosity system. Moreover, the Ogata solution produces a theoretical breakthrough curve that is increasingly asymmetrical as the dispersivity to sample length ratio increases. If centimetre scale heterogeneities (figure 2.2) are not interconnected within the peat structure, the ratio of dispersivity to sample length might decrease when using longer samples. Thus, the asymmetry of the BTCs might also result from the use of small samples. It is most probable that both retardation and dual porosity are present in the tested peat cores. Using longer peat samples would probably provide a better understanding of the processes involved, as the size of heterogeneities becomes small compared to sample length.

2.4.3 Laboratory experimental tank

Results of acrotelm hydraulic conductivity measured in the experimental tank are illustrated on Figure 2.7. Hydraulic conductivity is highest in the upper acrotelm and decreases drastically in the upper 10 cm of peat deposits. Results show that K varies over a factor of 44 within the upper 40 cm of the acrotelm. The average bulk acrotelm hydraulic conductivity is 1,15 cm/s. This result compares well to values from Hoag and Price (1995) in the acrotelm of a Newfoundland blanket bog and from Reeve (2000) during numerical simulations. Bulk acrotelm gravity drainage, considered to represent specific yield, was estimated to be 23%. Since the peat volume investigated during experiments on the experimental tank is relatively large (46 L), it is assumed that the centimeter scale heterogeneities (Figure 2.2) are randomly distributed and that the sample contains a sufficient number of macropores to provide the statistical average required in the continuum concept (Bear, 1972).

Comparing K values obtained using the experimental tank with the MCM and slug tests results (Figure 2.8) shows that hydraulic conductivity drops two orders of magnitude below the acrotelm. Even larger vertical anisotropy has been observed in other studies (cf.: Hoag and Price, 1995). Results show that K is highly variable both vertically and horizontally within the peat deposits,

with variations reaching two orders of magnitude at a particular depth. Although slug tests and MCM results were different for individual sites at 50 cm depth, the range of K values obtained from both methods overlap (Figure 2.8). The smaller range of values for slug tests at 250 cm reflects the fact that only one piezometer reaches this depth.

2.5 Conclusion

As presented in this study, slug tests can yield highly reproducible results when using a particular head difference. However, important variations in K estimates are observed when performing the tests with different head values. The modified cube method provided reproducible results but the tracer experiments revealed that further work is needed to fully understand the retardation and dual flow. Experimental reproducibility does not guarantee that a method will provide estimates of hydraulic parameters representative of field values. However, the fact that variability associated with field and laboratory methods is smaller than spatial variations caused by peat heterogeneity gives additional weight to the methodologies.

This study shows the importance to systematically use and compare both laboratory and field methods when estimating peat hydraulic parameters. The combined use of piezometer slug tests (insertions and withdrawals) with different water volumes along with laboratory Darcy's experiments on cubic samples have proven to be an adequate methodology to bracket peat hydraulic conductivity values at different depths. Using laboratory samples allows performing tracer experiments which provide further information on flow dynamics in peat. Using a laboratory experimental tank to estimate acrotelm hydraulic conductivity has been demonstrated as a good alternative to determine K values in highly permeable peat when slug tests and the MCM are inapplicable. Further experiments are still needed to test for the scale dependency of measurements when using the different methods. Such experiments could provide information regarding peat representative elementary volume and give insights on the validity of field and laboratory experiments.

ACKNOWLEDGEMENTS

The financial contribution of NSERC, of the *Ministère du Développement Durable Environnement et Parcs du Québec (MDDEP)* and of the municipality of Autray is acknowledged. We would like to thank the *Bande à Bonn'Eau* and the *Société de Conservation des Tourbières de Lanoraie* for their

logistic support. Access to the *Réserve Écologique des Tourbières de Lanoraie* was provided by the MDDEP. Finally, we thank the landowners for making their property available for this study. All figures were produced by M. Laithier. The technical and scientific contribution of S. Pellerin, G. Prichonnet, M. Garneau, H. Asnong, V. Fournier, J. Loisel, A. Lalonde and S. Trépanier is acknowledged. Thanks to P. Whittington and J. S. Price for helpful information. S. Gagné has designed and built the experimental tank and provided technical and scientific support. The comments of three anonymous reviewers greatly contributed to improve the text.

REFERENCES

- Baird AJ, Gaffney SW. 1994. Cylindrical piezometer responses in a humified fen peat. *Nordic Hydrology* 25: 167 – 182.
- Baird AJ, Surridge BWJ, Money RP. 2004. An assessment of the piezometer method for measuring the hydraulic conductivity of a *Cladium mariscus* — *Phragmites australis* root mat in a Norfolk (UK) fen. *Hydrological Processes* 18: 275 – 291.
- Bear J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. Dover Publications :NY ; 764.
- Beckwith CW, Baird AJ, Heathwaite, AL. 2003. Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I: laboratory measurements. *Hydrological Processes* 17 : 89-101.
- Bouma J, Decker LW. 1981. A method for measuring the vertical and horizontal Ksat of clay soils with macropores. *Soil Science Society of America Journal* 45: 662 – 664.
- Brand EW, Premchitt J. 1980. Shape factors of cylindrical piezometers. *Géotechnique* 30: 369 – 384.
- Brand EW, Premchitt J. 1982. Response times of cylindrical piezometers. *Géotechnique* 32: 203 – 216.
- Butler JJ Jr, McElwee CD, Liu W. 1996. Improving the quality of parameter estimates obtained from slug tests. *Ground Water* 34: 480 – 490.
- Clymo RS. 2004. Hydraulic conductivity of peat at Ellergower Moss, Scotland. *Hydrological processes* 18 : 261-274.
- Danquigny C, Ackerer P, Carlier, JP. 2004. Laboratory tracer tests on three-dimensional reconstructed heterogeneous porous media. *Journal of Hydrology* 294: 196-212.
- Dowrick DJ, Freeman C, Lock MA, Reynolds B. 2006. Sulphate reduction and the suppression of peatland methane emissions following summer drought. *Geoderma*, 132: 3-4: 384-390.
- Hoag RS, Price JS. 1995. A field-scale, natural gradient solute transport experiment in peat at a Newfoundland blanket bog. *Journal of Hydrology* 172: 171-184.
- Hoag RS, Price JS. 1997. The effects of matrix diffusion on solute transport and retardation in undisturbed peat in laboratory columns. *Journal of Contaminant Hydrology* 28: 193 – 205.
- Holden J, Burt TP. 2003. Hydraulic conductivity in upland blanket peat : measurement and variability. *Hydrological Processes* 17 : 1227-1237.
- Hvorslev MJ. 1951. Time Lag and Soil Permeability in Groundwater Observations . Waterways Experimental Station Bulletin 36, United States Army Corps of Engineers, Mississippi; 50 pp.
- Ingram HAP. 1978. Soil layers in mires: function and terminology. *Journal of Soil Science* 29: 224 – 227.
- Mitsch WJ, Gosselink JG. 2000. *Wetlands*, 3rd ed., John Wiley & Sons Inc: New York; 920.
- Ogata A, Banks RB. 1961. A solution of the differential equation of longitudinal dispersion in porous media. *U.S. Geol. Surv. Prof. Papers*, 41 I-A.
- Ours DP, Siegel DI, Glaser PH. 1997. Chemical dilation and the dual porosity of humified bog peat. *Journal of Hydrology* 196: 348 – 360.
- Price JS, Cagampan J, Kellner E. 2005. Assessment of peat compressibility : is there an easy way?. *Hydrological Processes* 19: 3469-3475.
- Reeve AS, Siegel DI, Glaser PH. 2000. Simulating vertical flow in large peatlands. *Journal of Hydrology* 227 : 207-217.
- Rosa E, Larocque M, Prichonnet G. 2006. 2D flow dynamics in the Lanoraie peatland complex, Quebec, Canada. AIH technical papers, 2006 sea to sky geotechnique conference proceedings, article in press (October 2006).
- Rothwell JJ, Robinson SG, Evans MG, Yang J, Allott TEH. 2005. Heavy metal release by peat erosion in the peak district, southern Pennines, UK. *Hydrological Processes* 19: 2973-2989
- Rycroft DW, Williams DJA, Ingram HAP. 1975. The transmission of water through peat: II. Field experiments. *Journal of Ecology* 63: 557 – 567.
- Schlotzhauer SM, Price JS. 1999. Soil water flow dynamics in a managed cutover peat field, Quebec:

- field and laboratory investigations. *Water Resources Research* 35: 3675 – 3683.
- Surridge BWJ, Baird AJ, Heathwaite AL. 2005. Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat, *Hydrological Processes* 19: 1227-1244.
- Todd AK, Buttle JM, Taylor CH. 2006. Hydrologic dynamics and linkages in a wetland – dominated basin. *Journal of Hydrology* 319 : 15-35.
- Waddington JM, Roulet NT. 1997. Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland. *Journal of Hydrology* 191: 122 – 138.

TABLES AND FIGURES

Table 2.1. Analysis of recovery times during slug tests

Site/Depth	Recovery time sequence fastest to slowest ^A	R	R*	K_{90}^B (cm/s)	CV (K_{90})	K_{50}^C (cm/s)	CV (K_{50})
1/50	5i-5w-7i-10i-10w	3,23	7,39	6,10E-04	0,21	5,70E-04	0,08
1/150	7i-10w-10i-5i-5w	3,6	7,88	3,93E-04	0,13	4,66E-04	0,19
2/50	5i-7i-10i	3,41	5,67	6,76E-03	0,11	6,94E-03	0,11
2/150	5i-10w-5w-10i-7i	3,74	10,22	1,72E-04	0,13	1,93E-04	0,11
2/250	10w-5i-10i-7i-5w	4,17	6,55	5,12E-04	0,13	6,42E-04	0,29
3/50	10w-5w-7i-10i-5i	5,97	9,08	8,51E-05	0,63	1,40E-04	0,42
3/150	10i-10w-7i-5i-5w	4,82	8,36	1,15E-05	0,3	1,67E-05	0,32
4/50	10i-5w-5i-7i	3,01	7,03	1,15E-04	0,54	8,76E-05	0,11
4/150	7i-5i-10i-10w-5w	5,01	14,03	3,61E-04	0,25	5,13E-04	0,18

^A Recovery time sequence based on t_{90} values^B K_{90} = Based on t_{90} values, incompressible soil theory (Hvorslev)^C K_{50} = Based on t_{50} values, incompressible soil theory (Hvorslev)

CV = Coefficient of variation

5, 7, 10 = Induced head differences (cm)

i = Slug insertion

w = Slug withdrawal

Table 2.2. Results from the MCM and tracer experiments

Site	Depth (cm)	K_v (cm/s)	K_H (cm/s)	Anisotropy (K_v/K_H)	α_L (cm)	Vx/Rf (cm/s)
1	43-51	3,50E-04	N/A	N/A	1,54	4,90E-04
1	51-59	3,49E-04	N/A	N/A	2,77	4,90E-04
1	59-67	6,41E-04	N/A	N/A	9,62	1,24E-03
1	68-76	7,64E-04	N/A	N/A	10,00	1,39E-03
1	76-84	2,12E-04	N/A	N/A	3,97	2,74E-04
1	91-99	2,84E-04	N/A	N/A	6,77	4,19E-04
1	99-107	3,44E-04	N/A	N/A	11,27	5,46E-04
2	43 - 51	1,39E-04	8,75E-04	0,16	N/A	N/A
2	51 - 59	5,38E-05	2,35E-04	0,23	N/A	N/A
2	59 - 67	4,00E-05	6,66E-05	0,60	N/A	N/A
2	68 - 76	9,26E-05	3,40E-04	0,27	N/A	N/A
2	83 - 91	2,66E-05	3,30E-05	0,81	N/A	N/A
2	91 - 99	1,19E-05	1,54E-05	0,77	N/A	N/A
2	99 - 107	1,80E-05	4,41E-05	0,41	N/A	N/A
3	43 - 51	3,16E-04	1,09E-03	0,29	N/A	N/A
3	51 - 59	2,74E-04	9,42E-04	0,29	N/A	N/A
3	59 - 67	2,63E-05	4,01E-05	0,66	N/A	N/A
3	68 - 76	7,23E-05	7,39E-05	0,98	N/A	N/A
3	83 - 91	1,21E-04	1,28E-05	9,45	N/A	N/A
3	91 - 99	4,74E-05	5,23E-05	0,91	N/A	N/A
3	99 - 107	1,04E-04	4,13E-05	2,52	N/A	N/A
4*	43-51	5,66E-05	8,96E-05	0,63	28,40	5,00E-05
4	51-59	2,27E-04	3,05E-04	0,74	3,07	5,83E-04
4	69-77	9,43E-04	2,42E-03	0,39	1,50	1,59E-03
4	77-85	9,66E-04	3,16E-04	3,06	10,90	1,47E-03
4	85-93	4,18E-04	1,73E-04	2,42	5,68	5,17E-04
4	93-101	2,30E-04	1,79E-04	1,28	2,24	3,58E-04
4	101-109	5,82E-04	8,74E-04	0,67	1,37	6,89E-04
Median		1,95E-04	1,73E-04	1,13	4,83	5,32E-04
Mean		2,75E-04	3,91E-04	1,31	7,08	7,22E-04

*1 Results obtained from sample 4/(43-51) are considered unreliable because of experimental instability.

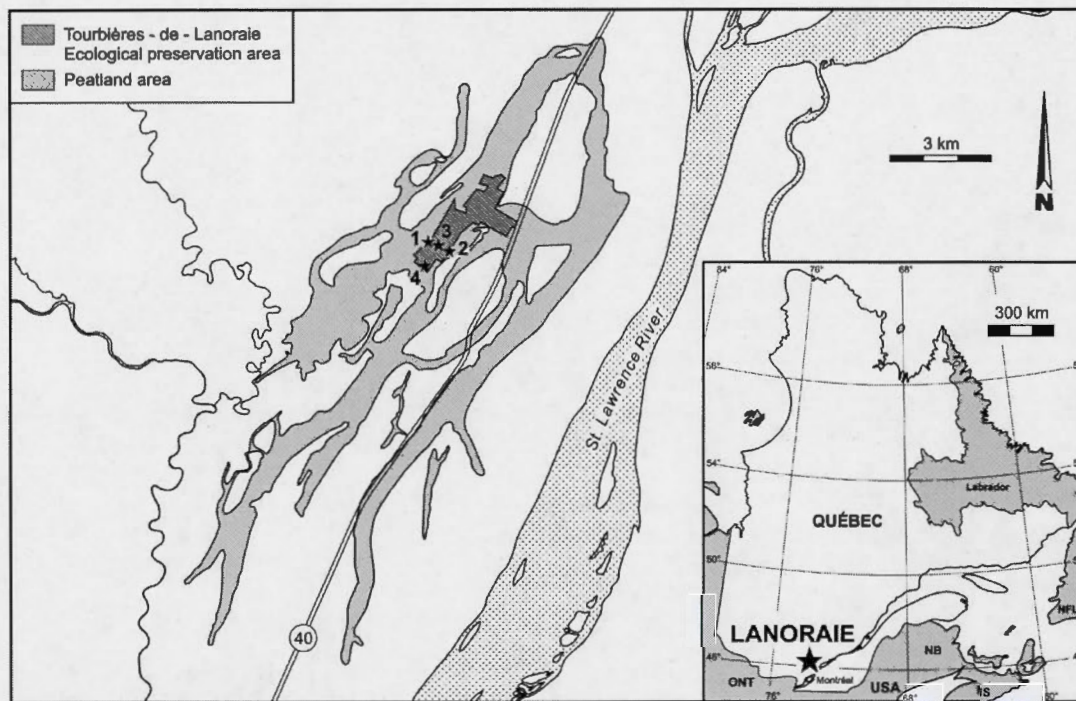


Figure 2.1. Map of the Lanoraie Peatland complex. Piezometer clusters and field sampling sites are labelled 1 to 4.

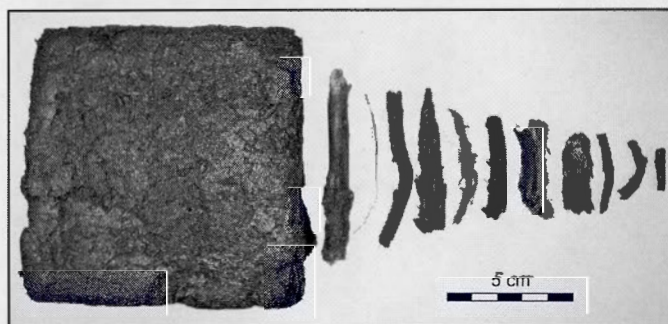


Figure 2.2. One of the cubic peat samples used for laboratory experiments. Different heterogeneities found in the field samples are shown for comparison with laboratory sample size.

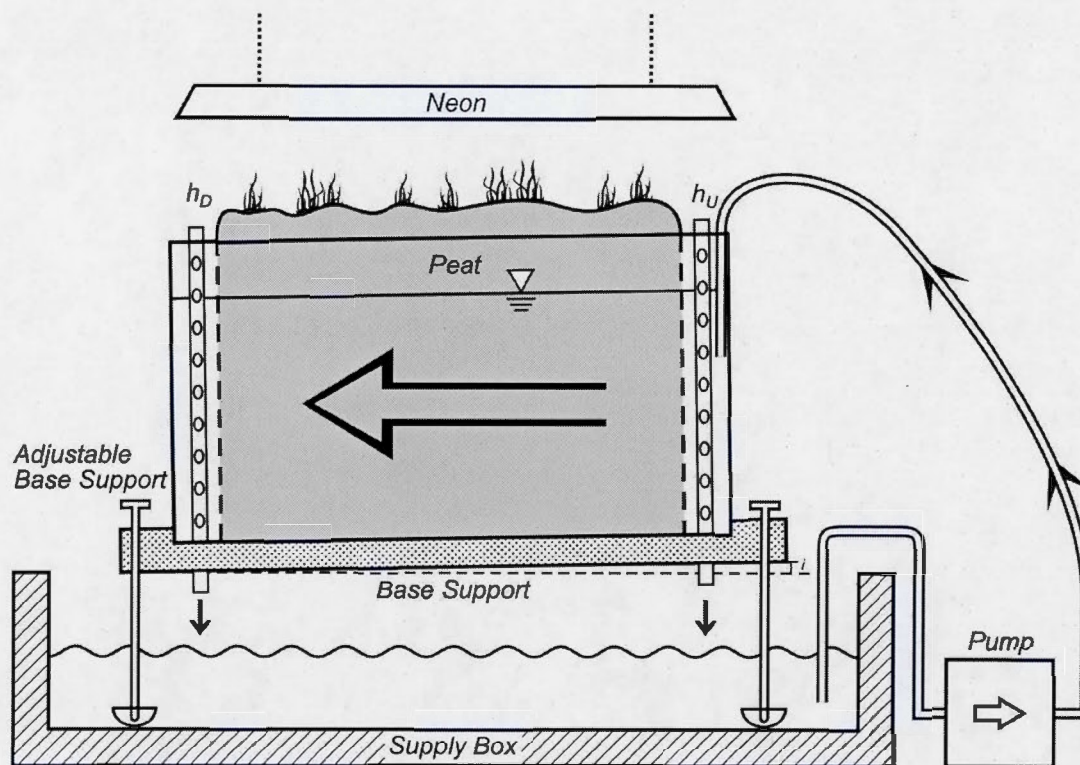


Figure 2.3. Laboratory experimental tank built for acrotelm hydraulic conductivity measurements.

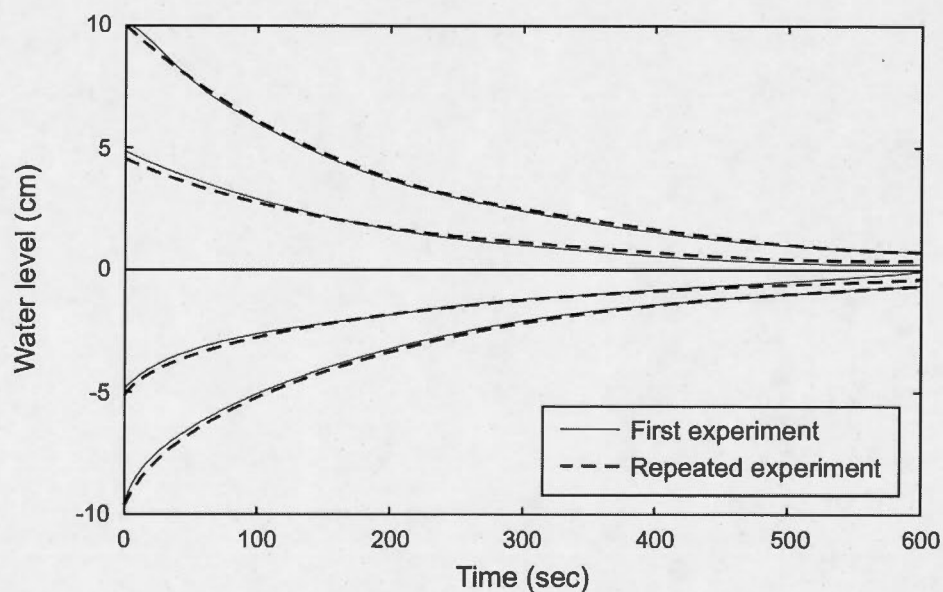


Figure 2.4. Repeated slug and bail tests conducted on piezometer 2/250 (piezometer cluster 2, depth = 250 cm).

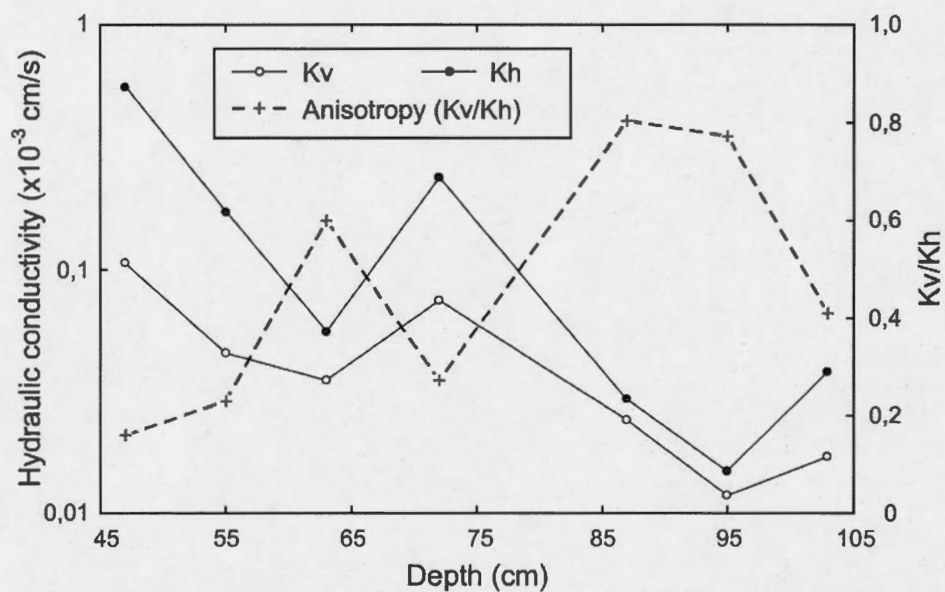


Figure 2.5. MCM hydraulic conductivity and anisotropy using cubic samples from site 2.

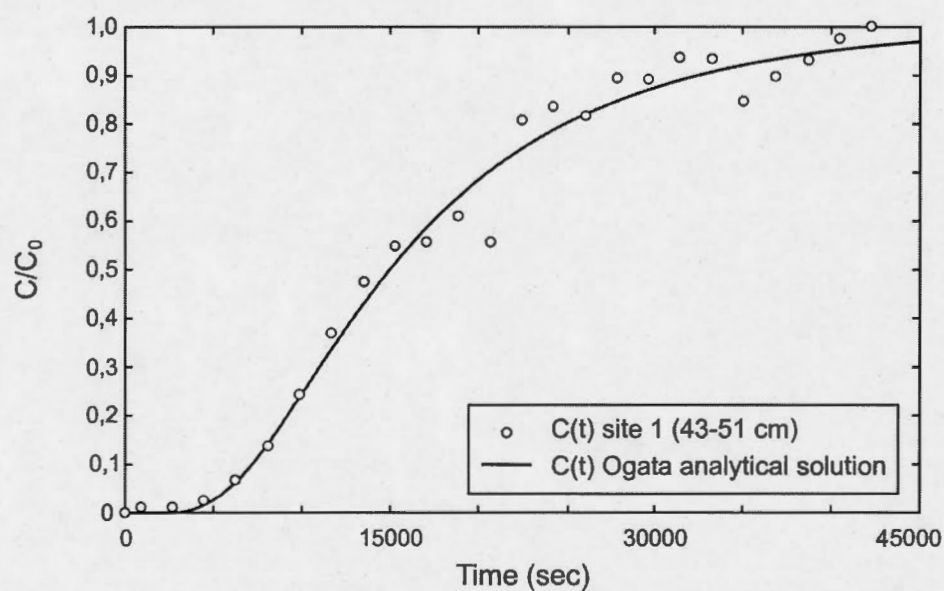


Figure 2.6. Typical breakthrough curve obtained from a tracer experiment on sample 1/43-51 (site 1, depth = 43-51 cm).

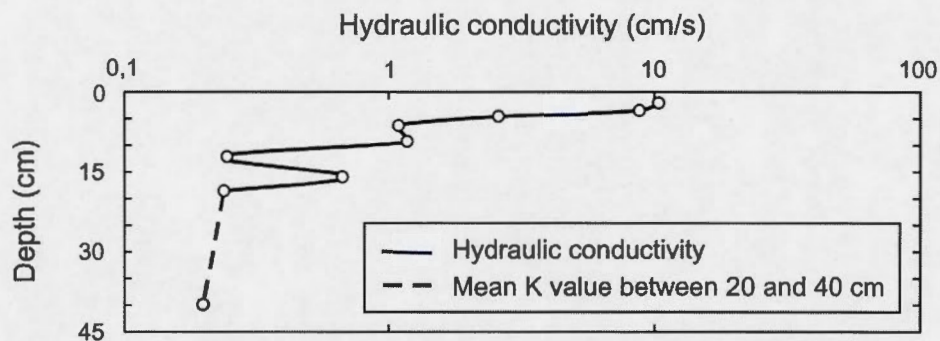


Figure 2.7. Acrotelm hydraulic conductivity as a function of depth estimated with the laboratory experimental tank.

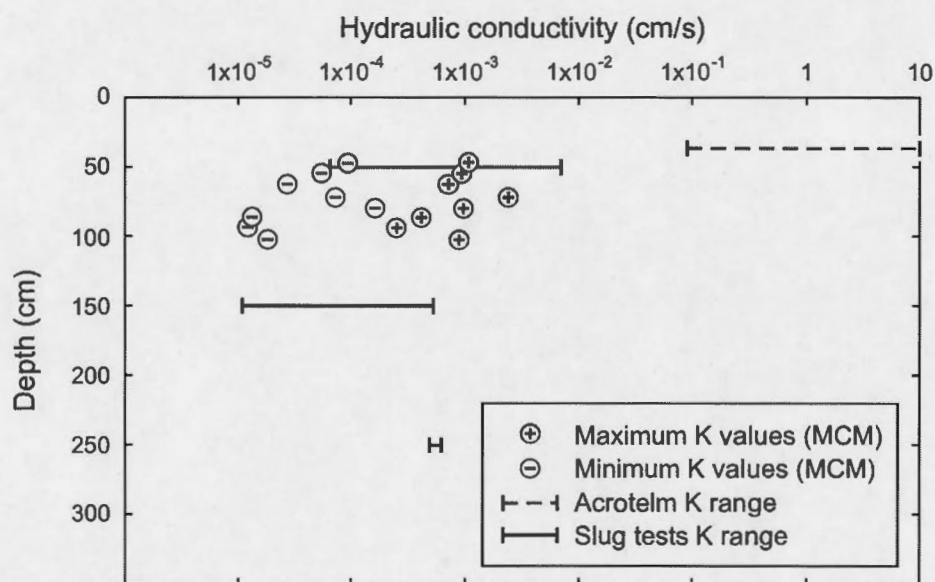


Figure 2.8. Summary of K estimates obtained from the different field (injection and withdrawal slug tests) and laboratory measurements (MCM).

PARTIE III
MODÉLISATION 2D DES ÉCOULEMENTS AU SEIN DE LA ZONE
OMBROTROPHE DU COMPLEXE TOURBEUX DE LANORAIE

Mise en contexte de la partie III

Le texte suivant présente une simulation bidimensionnelle des écoulements au sein de la portion sud de la réserve écologique des tourbières de Lanoraie. Cette partie est rédigée sous la forme d'un article qui a été publié en 2006 dans les comptes-rendus de conférence de l'IAH-Canada (*Association Internationale des Hydrogéologues*). Ce texte utilise les résultats présentés dans les parties I et II pour la modélisation numérique des écoulements au sein des dépôts tourbeux dans le but d'améliorer la compréhension de la dynamique hydrique de la tourbière. L'article a été rédigé en mai 2006, avant l'article présenté dans la partie I, ce qui explique les différences dans la définition des propriétés hydrauliques de la tourbe.

FULL TITLE

2D Flow Dynamics in the Lanoraie Peatland Complex, Quebec, Canada

SHORT TITLE

2D Flow Dynamics in the Lanoraie Peatland Complex

E ROSA¹*, M LAROCQUE¹ and G PRICHONNET²

⁽¹⁾ : Centre de recherche pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale. Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère – Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada ; tel : 514-987-3000 ext 1515 ; fax : 514-987-7749 ; rickrockrosa@gmail.com

* : Corresponding author

⁽²⁾ : Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère, GEOTERAP, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada.

ABSTRACT

The present study is based on the integration of field and laboratory data from a peatland complex to a numerical groundwater flow model, as an additional tool for understanding peatland hydrology. The specific aim of the project is to simulate 2D groundwater flow in the Lanoraie peatland, located NE of Montreal. The numerical model uses physical data acquired on an 800 m transect oriented parallel to the main flow axis of the Lanoraie peatland. Precipitation, evapotranspiration, hourly measurement of hydraulic head, organic deposits thickness, peat compression, hydraulic conductivity, dry bulk density, effective porosity and dispersivity are among the available data for numerical modelling. The SEEP/W numerical model is used to simulate 2D transient flow dynamics along the studied transect. The model was first calibrated in steady state and subsequently used in a transient simulation in order to simulate water table fluctuations from August 1 to November 5 2005.

RÉSUMÉ

La présente étude est basée sur l'intégration de résultats de travaux de terrain et de laboratoire à un modèle numérique afin de produire un outil visant à améliorer la compréhension de la dynamique hydrique des milieux humides. L'objectif spécifique du projet est de produire un modèle bidimensionnel des écoulements au sein de la tourbière de Lanoraie, située au NE de Montréal. Le modèle numérique intègre les paramètres physiques recueillis le long d'un profil de 800 m orienté parallèlement à la direction principale d'écoulement dans le complexe tourbeux. Les précipitations, l'évapotranspiration, les charges hydrauliques horaires, la compression, la conductivité hydraulique, la porosité effective et la dispersivité de la tourbe font partie des paramètres disponibles pour la simulation numérique. Le modèle a d'abord été calé en état permanent pour ensuite être utilisé afin de reproduire les variations de charges hydrauliques entre le premier août et le 5 novembre 2005.

3.1 Introduction

Covering 4 to 6% (and 14% of the Canadian landscape) of the land surface of the Earth (Mitsch et Gosselink, 2000), wetlands represent a transitional environment between terrestrial and aquatic ecosystems. Wetlands, including marshes, mires, swamps and peatlands are among the most important environments of the planet on the basis of their hydrological, ecological and biochemical

role. Peatlands have considerable interactions with the water resources including water quality and quantity (Price et al., 2005). In spite of a recent increased interest in the study of peatlands, their hydrological dynamics are still poorly understood. The importance of studying peatland hydrology rests in the fact that their flow dynamics is closely related to regional hydrogeology (Winter, 1999), biogeochemical cycles (Waddington et Roulet, 1997) and ecosystem preservation. Hargreaves et al. (1998) stressed the fact that even if peatlands play a major role in the global methane cycle, processes occurring in peatlands are not yet well understood. Moreover, Dowrick et al. (2006) discussed the importance of summer drought as an important factor controlling methane emissions from peatlands, again suggesting a strong link between hydrological dynamics and geochemical cycles. Furthermore, Bradley et al. (2000) argued that hydrological dynamics determine the development of wetlands through time whereas Van Seters et al. (2003) suggested that a better understanding of peatland hydrology is required for restoring harvested sites. Thus, it appears that a good knowledge of peatlands flow dynamics is of primary importance in order to understand their environmental function both in present and future days. As a quantitative tool for understanding hydrogeology, numerical modelling has been proven effective for providing insight on the hydrological and biogeochemical response of aquifers in the context of global climate change and anthropogenic pressure. Many recent research projects have been aimed at modelling peatlands flow dynamics (Bradley, 2000; Reeve, 2000; Crowe, 2004; Lapen, 2005; Tiemeyer, 2006) but few simulations have been produced for southern Quebec peatlands. This paper presents results from a research project aimed at understanding flow dynamics in a southern Quebec peatland complex. The project hypothesis was that the Lanoraie peatland complex (Figure 3.1) plays a major role in regulating flow dynamics in the superficial aquifer of the Lanoraie region. In order to test the hypothesis, numerical modelling was used as a quantitative tool for assessing the peatland hydrological role. The specific objective of the project was to simulate transient state flow along a section oriented parallel to the peatland's main flow axis using field and laboratory data. Hydrogeological parameters of the peatland complex and surrounding aquifer were obtained through field and laboratory experiments during 2004 and 2005 and have provided a basis for building numerical transient simulations with SEEP/W, a 2D model simulating saturated and unsaturated groundwater flow (Hughes et al, 1998 ; Chapuis et Chenaf, 2002).

3.2 Study area

Mainly composed of minerotrophic peat, the Lanoraie peatland complex (Figure 3.1) covers an area of 76 km² and is located 40 km NE of Montreal on the north shore of the St. Lawrence River, in southern Quebec (73°20'W, 46°00'N). The region's mean annual temperature is 5,6°C, with annual

precipitation reaching a total of 1006 mm. Snowfall occurs mainly from November to March and represents a water equivalent of 224 mm. Stream peak discharges are typically recorded in March, as a result of snowmelt whereas the lowest discharges are measured in late August. The peatland complex has developed in a SW-NE oriented scheme inherited from the St. Lawrence River paleochannels. The superficial regional aquifer consists of four main hydrostratigraphic units (Figure 3.3); from surface to depth: (1) the organic deposits of the Lanoraie peatlands, (2) the terraces sands, (3) a transitional silty unit (coarsening upward) and (4) the Champlain sea clayey silts. The organic deposits accumulated either on the transitional unit or directly on the clayey silt, both with low permeability, and are connected to the regional aquifer via lateral contact with the Sorel deltaic sands.

The regional groundwater flow directions are oriented towards the St. Lawrence River in a general NW-SE trend although more local superficial systems (including the peatland complex) are developed around draining streams. In order to build a shallow groundwater flow numerical model representing flow dynamics in peat, particular interest was given to the Tourbières-de-Lanoraie Ecological preservation area, which is the more densely instrumented zone of the peatland complex (Figure 3.2). This instrumented area consists of a 3 km² ombrotrophic zone surrounded by minerotrophic areas that are in lateral contact with the Sorel deltaic sands. Its study allows a simulation of both ombrotrophic – minerotrophic and minerotrophic – regional aquifer interactions.

3.3 Materials and methods

3.3.1 Field data

Five piezometer clusters with measurement depths ranging from 0,5 to 2,5 m were instrumented with automated data loggers (*INW PT2X sensors*) for hourly water level measurements. Precision of the pressure transducers is of 5 mm and the reference elevation of clusters B and D was acquired using a differential GPS (*Trimble 5700*) with a vertical resolution of 3,5 cm. Microtopographic and hydraulic heads measurements have revealed the presence of a horizontal hydraulic gradient of 6,5E-4 in a NE-SW direction (between piezometer clusters B and E) and of 1E-5 in the transverse direction. Precipitation and ET (Penman estimate) data was obtained from Notre-Dame-des-Prairies meteorological station located 9 km NW of the peatland.

Studies have shown that peatlands topographic surface elevation may fluctuate in response to variation of pore water pressure throughout the year and induce variations in peat hydraulic properties

(Price et al, 2005; Camporese et al, 2006). Measurements of peat compression were made by comparing piezometer elevations with benchmarks on steel rods fixed in the underlying clayey silt that served as a stable reference. Each piezometer cluster was visited at least seven times during the water level measurement period in order to verify their vertical movement. Maximum elevation variations reached 8 cm. Peat compression and swelling were therefore considered to be non negligible in the region of interest and considered in the volumetric water content function used by the numerical model.

Peat hydraulic conductivity was obtained using results from field slug tests and analysis of 28 peat cubes (8x8x8cm) using the modified cube method (MCM) which allows measurements of both K_h and K_v (Beckwith et al, 2003; Surridge et al, 2005). The peat cubes were obtained from four 1 m peat cores sampled within 1 m of the piezometers clusters. The upper part of peat deposits could not be analyzed by the MCM method because of the very high hydraulic conductivity. Results obtained from slug tests and MCM analysis were consistent and have shown variations in hydraulic conductivity ranging from $1E-4$ to $1E-8$ m/s, with a general trend of decreasing K with depth from 40 to 100 cm. Results have also shown that peat deposits are spatially heterogeneous. For modelling purposes, a simplified three layers model based on K values was used to represent the organic deposits.

Average total porosity of peat is 0,85 and was estimated from dry bulk density experiments made on 14 peat samples from cores B and C. Peat water retention curves were first estimated using the results of Schlotzhauer and Price (1999) and modified during the calibration process. Effective porosity was estimated using tracer tests conducted on 14 samples from cores A and E and has yielded values ranging between 0,4 and 0,8 (without considering a retardation factor).

Peat thickness was obtained by ground penetrating Radar (GPR) investigations on three transects believed to be representative of the study area. GPR results were confirmed by a total of 60 manual measurements using steel rods, showing that GPR data is consistent with manual measurements within a range of 25 cm. Peat thickness varies between 0 and 7,5 m on a transect perpendicular to the peatland elongation axis whereas mineral deposits depth is relatively constant at 1,8 m below peat surface in the axis direction (transect 1).

3.3.2 Numerical model

SEEP/W is a bidimensional finite element model simulating saturated and unsaturated groundwater flow. The model uses volumetric water content and hydraulic conductivity functions to represent parameters variations with respect to pore water pressure. SEEP/W is formulated to represent saturated and unsaturated flow according to Darcy's flow law.

The governing equation used by SEEP/W is:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + Q = \frac{\partial \Theta}{\partial t} \quad [1]$$

Θ = Volumetric water content []

H = Hydraulic head [L]

K = hydraulic conductivity [LT⁻¹]

Q = applied boundary flux [L³T⁻¹]

T = time [T]

The governing equation states that sum of the rates of change of flows in the two dimensions added to the external flux equals the rate of change of volumetric water content with respect to time. In the case of steady state conditions, the right term is considered to be equal to zero. SEEP/W uses a conventional XY Cartesian system in order to formulate element matrices. The model allows drawing quadrilateral and triangular elements with nodes at each corner and allows the addition of secondary nodes on each element side; a linear interpolation function is used to calculate hydraulic heads between elements nodes when secondary nodes are not present.

3.3.3 Model design

In order to facilitate the model calibration, three major simplifications were made: (1) gas bubbles dynamics in the peat deposits were neglected, (2) the horizontal heterogeneity of peat was ignored (horizontal continuity was assumed) and (3) groundwater flow in the underlying inorganic sediments was considered negligible. Both saturated and unsaturated flow in the organic deposits were considered to follow Darcy's law and the orientation of the modeled transect was considered to be parallel to the main flow axis of the peatland, which is oriented towards the SW in the study area.

As shown on Figure 3.2, one cross section was used to simulate flow dynamics in the peatland. This particular transect was chosen because of its relevancy for understanding the local flow dynamics. Transect 1 (Figure 3.2) is oriented parallel to the axis of the peatland and is used to simulate the peatland longitudinal flow (main flow axis).

All the required parameters were derived from the available field data described in section 3.1. With 1,8 m average thickness, peatland deposits were divided in three layers according to the measured hydraulic conductivities. The three layers consisted of horizontally juxtaposed quadrilateral finite elements of 1,8 m width, yielding a maximum aspect ratio (length to height) of 4,5.

The model boundary conditions were determined using microtopographic information, geological data and surface water features such as streams and ponded areas. During simulations along transect 1, the water divide (Figure 3.2) was considered as a no flow boundary of variable head whereas the Point-du-Jour stream was considered as a constant head. Thus, a constant head boundary condition was applied 350 m south of the southern limit of transect 1 where beaver dams create permanent flooded conditions. A constant head boundary condition was also applied 150 m north of transect 1, representing the effect of an abandoned railway which causes the development of permanently ponded conditions. Finally, the Champlain sea clayey silts were considered as a no flow boundary precluding exchanges between the lower organic deposits and the underlying inorganic sediments. A unit flux of 300 mm/yr was assigned to the upper limit of the model in order to represent mean annual recharge to the peatland. This value was estimated by analyzing the Point-du-Jour flow rates and base flows. The groundwater flow model was first calibrated in steady state using average hydraulic heads measured in 1,5 and 2,5 m piezometers as calibration targets.

During transient state simulations, a flux boundary function was applied to the model upper limit in order to represent vertical water fluxes to (precipitation) and from (evapotranspiration) the peatland. The flux boundary condition was calculated using precipitation and ET data from Notre-Dame-des-Prairies meteorological station. Mean daily values of vertical fluxes were calculated by subtracting ET from the measured precipitation. Groundwater flow was simulated from August 1st to November 5th 2005 with a daily time step.

3.4 Results and discussion

3.4.1 Steady state calibration

Results of the steady state simulation, including water table position, flowpaths and hydraulic heads are shown on Figure 3.4. The best calibration was achieved with hydraulic conductivities presented in Table 1. The calibrated K values for layers 2 and 3 are within the interval of field and laboratory measurements which ranged between $10\text{E-}4$ and $10\text{E-}8$ m/s for peat deposits below 40 cm under peat surface. The calibrated K for layer 1 was not measured in the field or by laboratory method and this parameter remains to be confirmed.

The model upper layer, consisting of living vegetation and poorly decomposed peat (acrotelm) was assigned a thickness of 0,4 m and a saturated hydraulic conductivity of $1,5\text{E-}2$ m/s with a K_h/K_v ratio of 1,5. This K value is similar to those suggested by Reeve et al. (2001; 2006). The second layer represents a transition zone between the highly conductive acrotelm and the low permeability bottom peat layer; it was assigned a saturated hydraulic conductivity of $2\text{E-}4$ m/s and a thickness of 0,4 m. The lower peat layer represents the highly decomposed organic material characteristic of the catotelm; it was assigned a hydraulic conductivity of $5\text{E-}7$ m/s and a thickness of 1 m. According to simulation results, more than 95% of the flow occurs within the upper layer (upper 40 cm).

3.4.2 Transient state simulation

SEEP/W allows the computation of a compressibility factor for the modeled units. This parameter is calculated as equal to the slope of the volumetric water content function in the positive pressure range. Calibrated values of peat compressibility coefficient have produced results ranging between $0,028$ and $0,015 \text{ kPa}^{-1}$, with higher values near peat surface. Volumetric water content functions used for the simulation are showed on Figure 3.5.

Transient simulations showed water table configurations and flowpaths similar to the results obtained during the steady state calibration. Results showed water table fluctuations ranging between 0 and 60 cm below peat surface. Figure 3.6 shows the simulated hydraulic heads plotted with respect to the heads measured in piezometer clusters B and E (at 1,5 m depth). As illustrated on Figure 3.6, both simulated and measured hydraulic heads show that the water table fluctuations are greater for the

downstream portion of transect 1 (piezometer cluster E) with maximum fluctuations reaching 60 cm compared to approximately 40 cm for the upstream portion (piezometer cluster B).

Measured and simulated hydraulic heads for piezometer clusters B and E from August 1 to November 5 are shown on Figure 3.7. The model appears to adequately respond to ET and precipitation effects. Vertical fluxes measurements taken from the Notre-Dame-des-Prairies meteorological station were used without any modification. Since diurnal variations of hydraulic head in piezometer (Mitsch et Gosselink, 2000) confirmed ET estimates from the weather station, it was not considered necessary to modified ET values.

Although simulated values are relatively well correlated to measured values, the model does not adequately represent the minimal and maximal hydraulic heads. It appears that the model tends to overestimate the lower (end of August) and higher (beginning of November) hydraulic heads for both piezometer clusters. The overestimation of higher hydraulic heads can be explained by the development of ponded conditions during wet periods which cause runoff in the peatland. SEEP/W does not simulate runoff but indicates its presence with hydraulic heads above ground surface. One possible way to avoid having an overestimation of the higher hydraulic heads would be to add a highly conductive thin layer to the model upper limit which would allow simulating an equivalent to runoff. The overestimation of lower hydraulic heads appears to be caused by an overestimation of the second layer volumetric water content function slope. In the actual version of the model, decreasing this parameter tends to deteriorate simulation results. Further investigations are necessary regarding this aspect of the model.

The use of constant head boundary condition 150 m upstream of the modeled cross section to represent flooded conditions near a road has a large influence on simulated heads. Theoretically, the model should be able to simulate observed hydraulic head fluctuations when a no flow boundary condition is applied to the cross section upstream limit, which represents a water divide. Unfortunately, the actual model simulates water level fluctuations that are 1,4 times larger than measured values when an upstream constant head boundary condition is not used. When trying to correct this problem by modifying the layers hydraulic properties, simulated values of hydraulic heads for the downstream portion of the transect are strongly affected, resulting in poorer calibration overall results. One possible way to solve this problem would be to consider horizontal variations in peat hydraulic properties, suggesting that the assumption of horizontal continuity is inadequate.

The mean hydraulic gradient (difference of head between clusters B and E) is slightly higher during dry periods than during wet periods. According to the simulation results, calculated total flow in the cross section ranges between $9\text{E-}6$ and $3\text{E-}6 \text{ m}^3/\text{s}$ for a unit width of aquifer, with maximum values recorded in the beginning of November and minimum values recorded at the end of August. Knowing that the width of peatland contributing to the Point-du-Jour stream is approximately 2150 m (perpendicular to the transect axis) and that the stream discharge varies between 0,035 and $1 \text{ m}^3/\text{s}$ (as measured 4300 m downstream of the peatland studied area) during the simulated period, the calculated peatland contribution to stream discharge ranges between 20% and 2% during dry and wet periods, respectively. The peatland therefore plays a major role in maintaining the stream discharge during the dry period whereas it has a smaller effect during the wet period, even though those results are still rough estimates of complex natural processes.

3.5 Conclusion

Results show that the studied area of the peatland complex plays an important buffer role on superficial hydrology. Water inputs from the peatland to the Point-du-Jour stream are of primary importance for maintaining the stream discharge during dry summer periods. Furthermore, simulation results suggest that most of the flow occurring in the peatland is restricted to the upper 0,8 m of peat deposits whereas the lower part of the peatland, which remains permanently saturated, acts as a water reservoir where flow dynamics are very slow.

The transient state model developed in SEEP/W simulates adequately the measured heads between August and November 2005. The following steps are currently under way to improve the model calibration:

- (1) A deeper investigation of peat compressibility coefficient is needed since results presented in this study were obtained during calibration process and not directly measured. In particular, a correlation between peat specific yield and the volumetric water content function used by SEEP/W is under analysis.
- (2) A better subdivision of the studied domain (both vertically and horizontally) will be attempted to allow a more realistic representation of reality.
- (3) Flow through the surrounding inorganic sediments will be added in order to evaluate the role of the peatland complex on regional hydrology.
- (4) A second transect will be simulated, perpendicular to transect 1, on the basin water divide.
- (5) A complete sensitivity analysis of the model will be performed.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank S. Pellerin (IRBV), M. Garneau and J. Loisel (Dép. Géographie, UQAM) as well as A. Lalonde and V. Fournier (Dép. Sci. Terre et Atm., UQAM) for their help throughout the project. We would also like to give a special thank to P. Whittington (U. of Waterloo) for his help in starting the field instrumentation. We would also like to thank the Société de Conservation des tourbières de Lanoraie and the Bande à Bonn'Eau for providing access to the Ecological preservation area as well as the private owners of the area. This project was possible due to NSERC funding.

REFERENCES

- Beckwith CW, Baird AJ, Heathwaite AL. 2003. Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I: laboratory measurements, *Hydrological Processes* 17: 89-101.
- Bradley C, Gilvear DJ. 2000. Saturated and unsaturated flow dynamics in a floodplain wetland, *Hydrological Processes* 14: 2945-2958.
- Camporese M, Ferraris S, Putti M, Salandin P, Teatini P. 2006. Hydrological modelling in swelling/shrinking peat soils, *Water resources research* (article in press).
- Chapuis RP, Chenaf D. 2002. Slug test in a confined aquifer : experimental results in a large soil tank and numerical modeling, *Canadian Geotechnical Journal* 39: 14-21.
- Crowe AS, Shikaze SG, Ptacek CJ. 2004. Numerical modelling of groundwater flow and contaminant transport to Point Pelee marsh, Ontario, Canada, *Hydrological Processes* 18: 293-314.
- Dowrick DJ, Freeman C, Lock MA, Reynolds B. 2006. Sulphate reduction and the suppression of peatland methane emissions following summer drought, *Geoderma*, (article in press).
- Hargreaves KJ, Fowler D. 1998. Quantifying the effects of water table and soil temperature on the emission of methane from peat wetland at the field scale, *Atmospheric Environment* 32 no19: 3279-3282.
- Hughes CE, Binning, P, Willgoose GR. 1998. Characterisation of the hydrology of an estuarine wetland, *Journal of hydrology* 211: 34-49.
- Lapen DR, Price JS, Gilbert R. 2005. Modelling two-dimensional steady-state groundwater flow and flow sensitivity to boundary conditions in blanket peat complexes, *Hydrological Processes* 19: 371-386.
- Mitsch WJ, Gosselink JG. 2000. *Wetlands*, 3rd ed., John Wiley & Sons Inc, New York, NY, USA,
- Price JS, Branfireun BA, Waddington JM, Devito KJ. 2005. Advances in Canadian wetland hydrology, 1999-2003, *Hydrological Processes* 19: 201-214.
- Price JS, Cagampan J, Kellner E. 2005. Assessment of peat compressibility: is there an easy way?, *Hydrological Processes* 19: 3469-3475.
- Reeve AS, Siegel DI, Glaser PH. 2000. Simulating vertical flow in large peatlands, *Journal of Hydrology* 227: 207-217.
- Reeve AS, Siegel DI, Glaser PH. 2001. Simulating dispersive mixing in large peatlands, *Journal of Hydrology* 242: 103-114.
- Reeve AS, Warzocha J, Glaser PH, Siegel DI. 2001. Regional ground-water flow modelling of the Glacial Lake Agassiz Peatlands, Minnesota, *Journal of Hydrology* 243: 91-100.
- Reeve AS, Evensen R, Glaser PH, Siegel DI, Rosenberry D. 2006. Flow path oscillations in transient ground-water simulations of large peatland systems, *Journal of Hydrology* 316: 313-324.
- Schlotzhauer SM, Price JS. 1999. Soil water flow dynamics in a managed cutover peat field, Quebec: Field and laboratory investigations, *Water resources research* 35 no12: 3675-3683.
- Surridge BWJ, Baird AJ, Heathwaite AL. 2005. Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat, *Hydrological Processes* 19: 1227-1244.
- Tiemeyer B, Lennartz B, Vegelin K. 2005. Hydrological modelling of a re-wetted peatland on the basis of a limited dataset for water management, *Journal of Hydrology* xx: 1-14.
- Van Seters TE, Price JS. 2002. Towards a conceptual model of hydrological change on an abandoned cutover bog, Quebec, *Hydrological Processes* 16: 1965-1981.
- Waddington JM, Roulet NT. 1997. Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland, *Journal of Hydrology* 191: 122-138.
- Winter TC. 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems, *Hydrogeology Journal* 7: 28-45

TABLES AND FIGURES

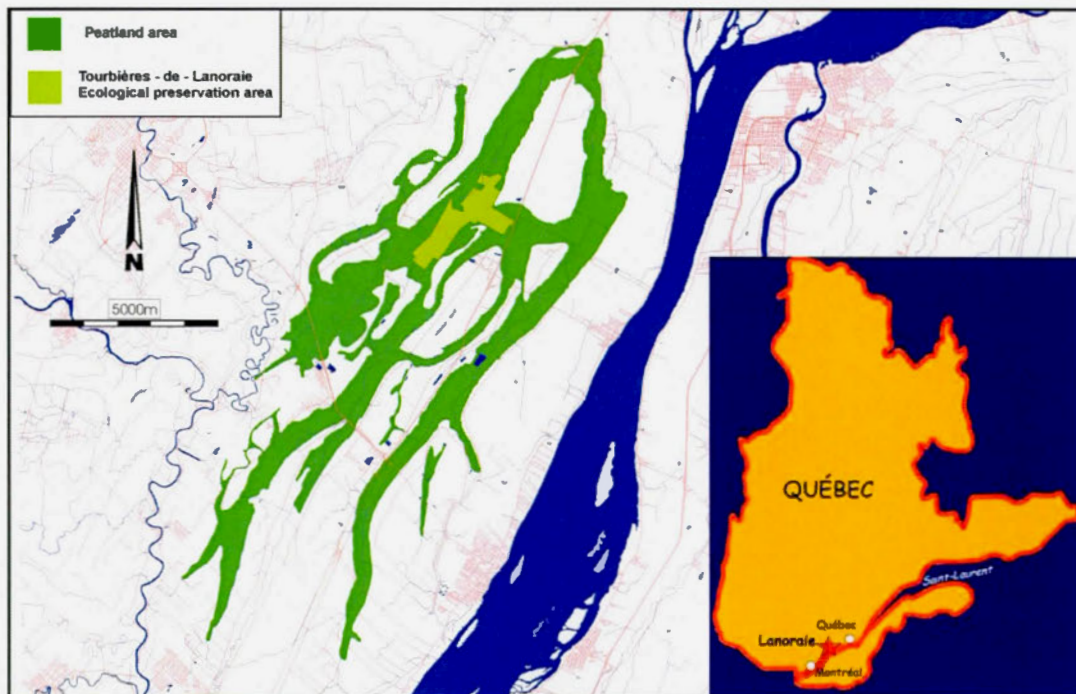


Figure 3.1: Lanoraie peatland complex localisation. (Peatland complex cartography by Genevieve Tardy, UQTR)



Figure 3.2: Study area, southern part of the Lanoraie Ecological preservation area.

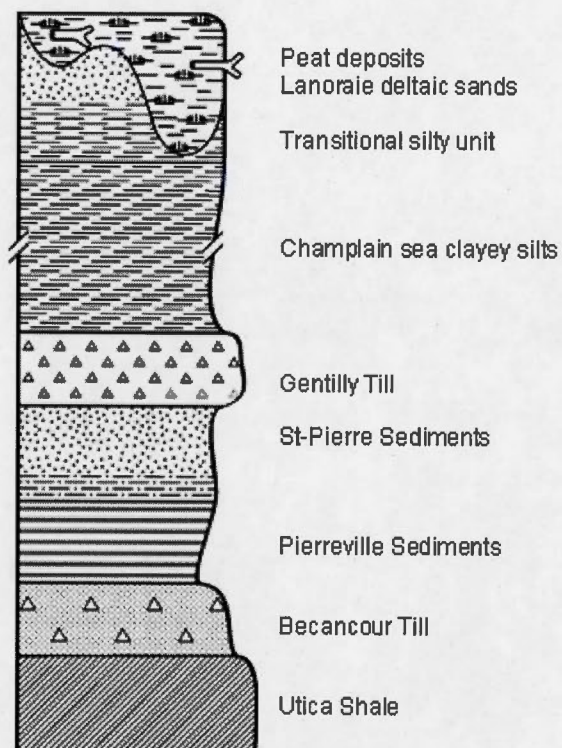


Figure 3.3: Simplified cross section of the Lanoraie region geological units. (Not to scale)

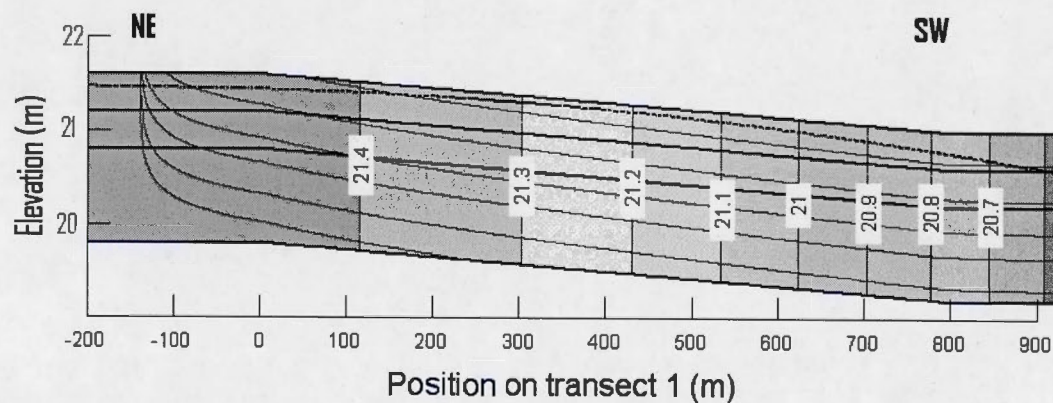


Figure 3.4: Steady state calibration results. Water table level is represented by the thick blue line whereas flowpaths are represented by thin green lines. Hydraulic heads are also shown.

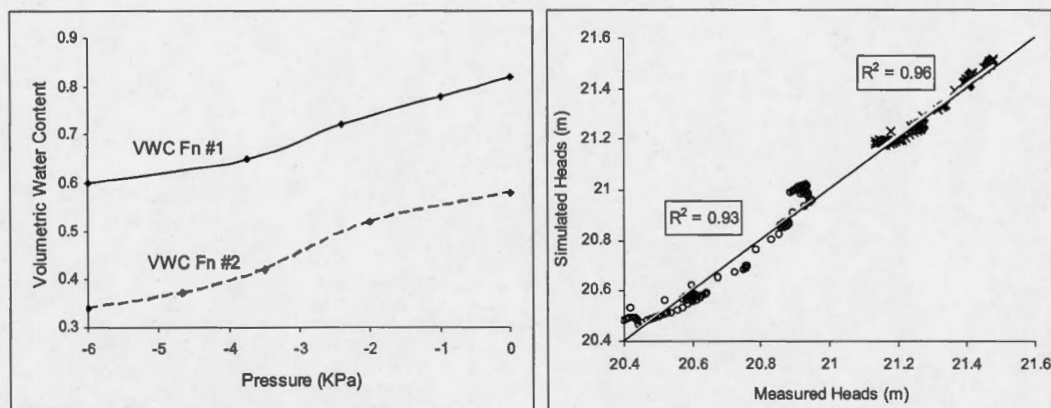


Figure 3.5: Volumetric water content functions.

Figure 3.6: Correlation between simulated and measured hydraulic heads for piezometer clusters B (o) and E (x).

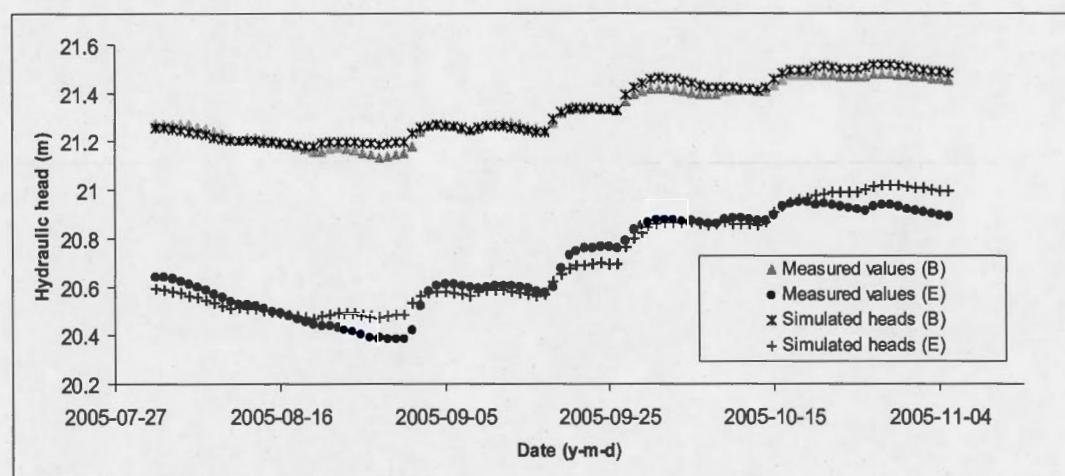


Figure 3.7: Transient state simulation results.

Table 3.1: Characteristics of model layers

	Thickness (m)	K (m/s)	VWC fn #	m_v (1/kPa)
Layer 1	0,4	1,5E-2	1	0,028
Layer 2	0,4	2E-4	2	0,015
Layer 3	1,0	5 -7	2	0,015

DISCUSSION ET CONCLUSION

L'intégration des informations présentées dans les trois parties de ce document permet d'améliorer la compréhension de la dynamique hydrique et du contexte géologique du complexe tourbeux de Lanoraie.

Les résultats présentés dans la partie I ont permis d'atteindre le premier objectif du projet, soit de définir le contexte géologique du complexe tourbeux. Les argiles de la Mer de Champlain et les silts argileux lacustres, identifiés comme les unités imperméables, sous-jacentes aux sables des terrasses (LaSalle, 1963) et aux dépôts organiques, permettent le maintien de conditions humides superficielles. Les dépôts organiques reposent soit directement sur les silts argileux du lac à *Lampsilis* et de la Mer de Champlain, soit sur les sables des terrasses. Le contact périphérique avec les sables des terrasses permet les échanges hydrologiques de l'aquifère superficiel régional vers le complexe tourbeux. Les analyses radar ont révélé que la morphologie de fond du bassin tourbeux est irrégulière, ce qui reflète la forme des paléochenaux du Saint-Laurent, incisés dans les sables des terrasses, par endroits jusqu'aux argiles marines. Les travaux de caractérisation géologique ont permis de qualifier le lien entre les dépôts organiques et l'aquifère superficiel régional. Cette information est importante puisque la majorité des citoyens habitant la région du complexe tourbeux s'alimentent en eau à partir de pointes puisant de l'eau dans l'aquifère superficiel. Avec son volume important (épaisseur moyenne de 2,9 m sur 76 km²) et sa porosité de l'ordre de 85%, le complexe tourbeux emmagasine une importante quantité d'eau, soit de l'ordre de 1,8 à 1,9×10⁸ m³.

Les travaux de caractérisation hydrogéologique des dépôts organiques présentés à la partie II ont permis d'atteindre l'objectif 2. Une analyse détaillée des propriétés hydrauliques des matériaux organiques de la tourbière obtenue par l'utilisation de méthodes complémentaires de terrain et de laboratoire y est exposée. Ces travaux ont permis d'estimer la conductivité hydraulique des dépôts

organiques à des valeurs variant entre 10 cm/s à la surface de l'acrotelme et 1×10^{-5} cm/s par endroits dans le catotelme. Les mesures montrent que les dépôts tourbeux sont anisotropes ($K_h > K_v$). La comparaison des techniques d'étude utilisées a révélé que la variabilité intrinsèque associée aux méthodologies est inférieure à la variabilité spatiale des propriétés hydrogéologiques de la tourbe. Les résultats suggèrent que l'utilisation combinée de techniques de terrain et de laboratoire s'avère indispensable afin de valider les méthodes. Notamment, les techniques de laboratoire permettent de mesurer l'anisotropie des dépôts tourbeux, ce que ne permettent pas les expériences de terrain. De plus, les expériences de traçage réalisées sur les échantillons de laboratoire ont indiqué que d'autres études devraient être réalisées afin de définir le volume élémentaire représentatif des dépôts tourbeux. L'étude présente également une nouvelle technique d'estimation de la conductivité hydraulique de l'acrotelme (à l'aide d'une maquette de laboratoire) où les approches classiques ne peuvent être appliquées.

Les travaux de modélisation présentés à la partie III répondent au troisième objectif du projet, qui était d'améliorer la compréhension de la dynamique hydrique des dépôts tourbeux à l'aide de la simulation numérique. Les résultats de modélisation montrent que plus de 95% des écoulements se produisent au sein de l'acrotelme. Les simulations numériques suggèrent également que le complexe tourbeux exerce un important effet tampon sur l'hydrologie superficielle, notamment sur l'alimentation en eau du ruisseau Point-du-Jour. L'intégration des résultats permet de conclure que le complexe tourbeux de Lanoraie peut être conceptualisé par un modèle de type « shallow flow » (Reeve et al, 2000). La faible conductivité hydraulique du catotelme et la présence des sédiments imperméables de la Mer de Champlain (ainsi que des silts argileux lacustres) en profondeur permettent le maintien de conditions humides lors des périodes d'étiage. Suite aux épisodes de fortes précipitations, l'eau circule rapidement au sein de l'acrotelme vers le réseau de drainage de surface.

Bien que les résultats présentés dans ce mémoire soient surtout d'intérêt local (région de Lanoraie), les méthodologies de caractérisation des propriétés hydrauliques des dépôts organiques et les méthodes de simulation présentées dans les parties II et III peuvent être transposées à d'autres tourbières, ce qui ajoute à l'intérêt scientifique du présent ouvrage. Bien que chaque site soit caractérisé par un contexte géologique, hydrologique et écologique particulier, les méthodologies présentées dans le présent document sont adaptables à d'autres sites tourbeux.

Lors d'études ultérieures, il serait intéressant d'effectuer des forages en périphérie du complexe tourbeux afin de mieux définir ses relations régionales avec son substrat. De plus, des études devraient être conduites afin de caractériser la variabilité spatiale des propriétés hydrauliques de la tourbe. Finalement, la poursuite des enregistrements piézométriques et météorologiques pourrait permettre la calibration du modèle numérique sur une base pluriannuelle. L'utilisation d'un modèle tridimensionnel pourrait permettre de généraliser la structure du modèle hydrogéologique à l'ensemble du complexe tourbeux.

ANNEXE 1 : Profils radar

Cette annexe présente les profils radar non commentés récupérés au sein du complexe tourbeux de Lanoraie

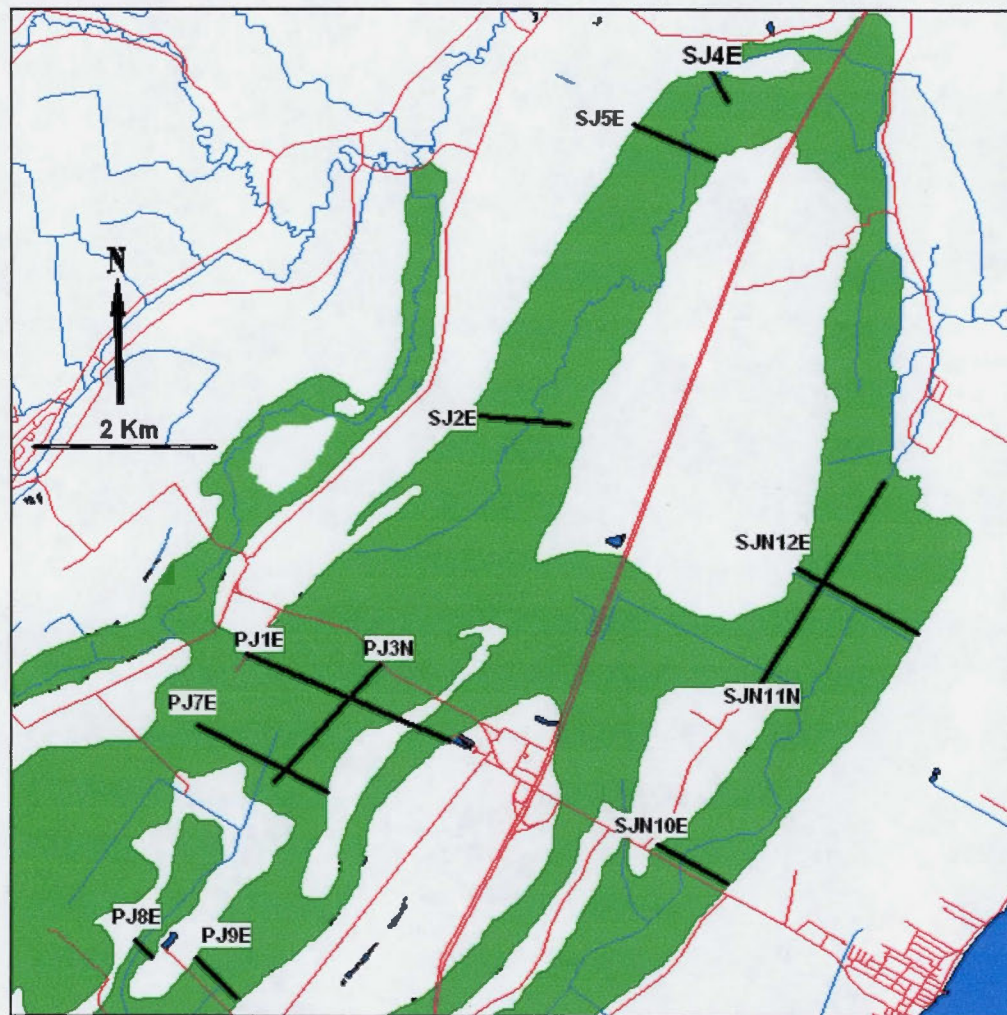


Figure A1. Plan de localisation des profils GPR effectués au sein du complexe tourbeux de Lanoraie. La position des noms correspond aux points de départ des profils radar.

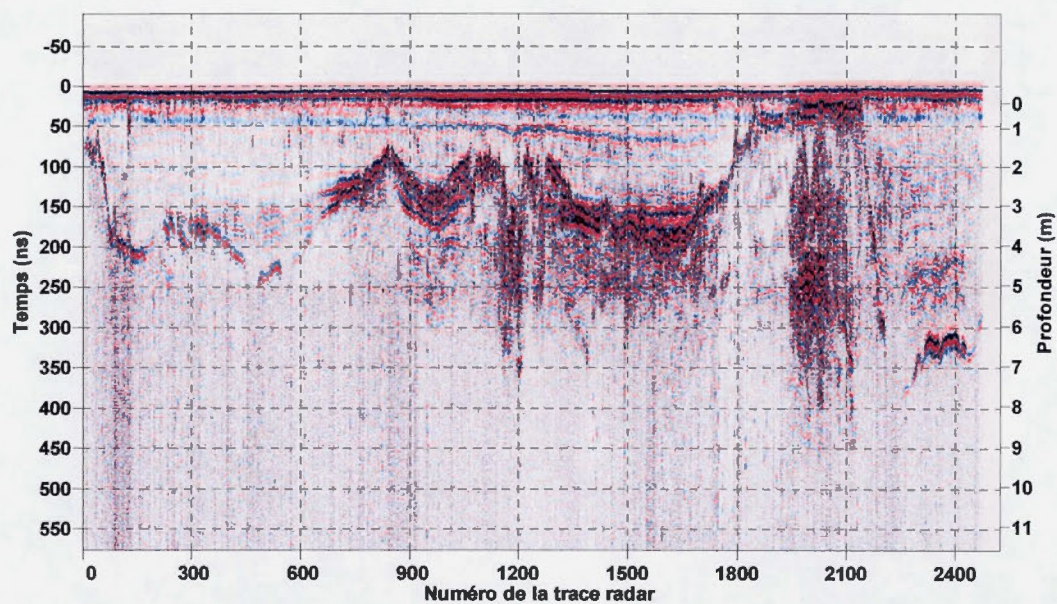


Figure A2. Profil PJ1E

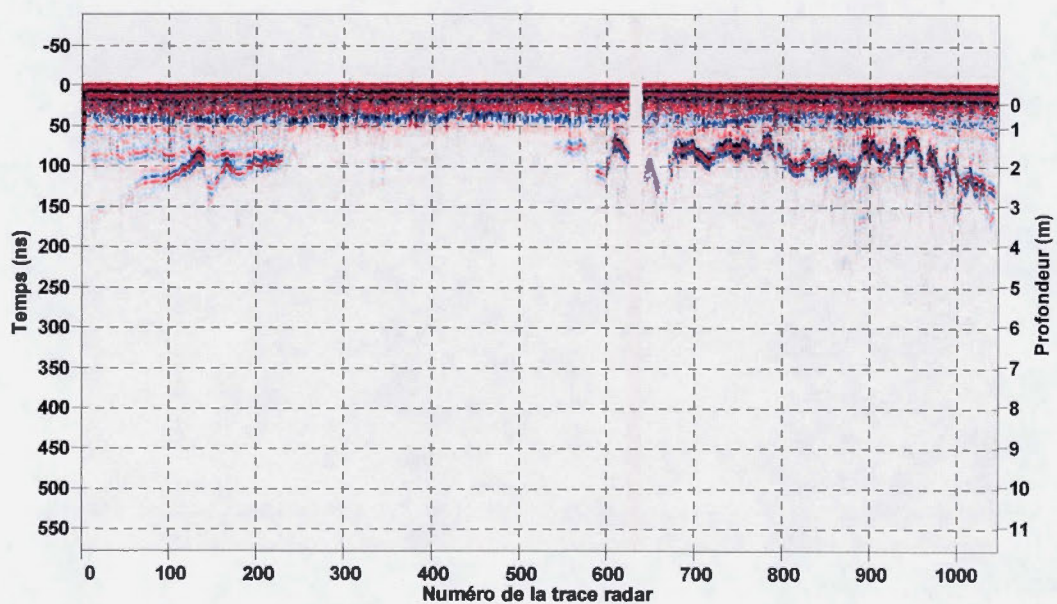


Figure A3. Profil PJ2E

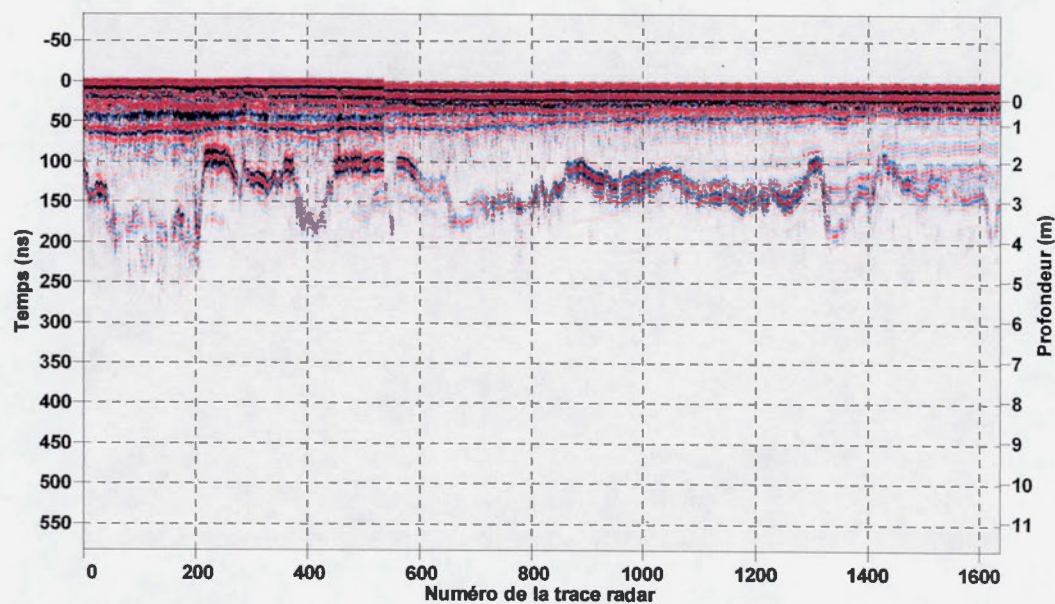


Figure A4. Profil PJ3N

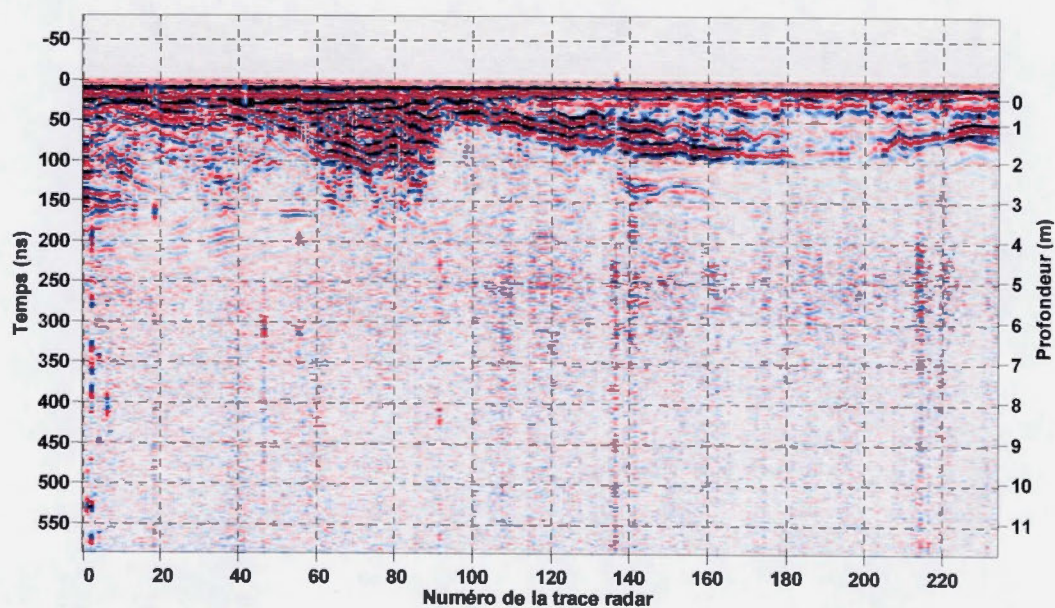


Figure A5. Profil SJ4E

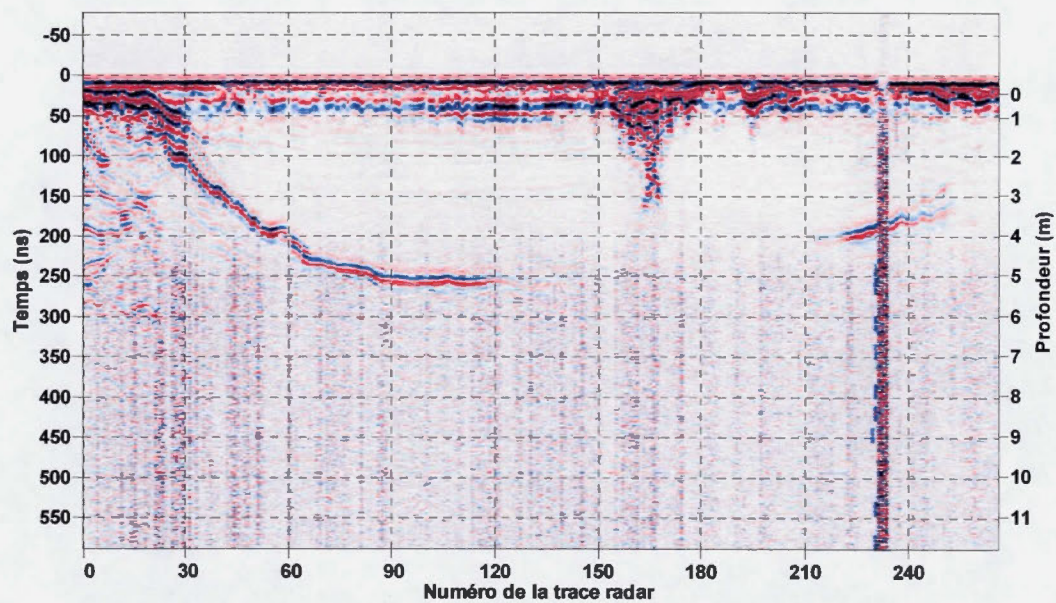


Figure A6. Profil PJ8E

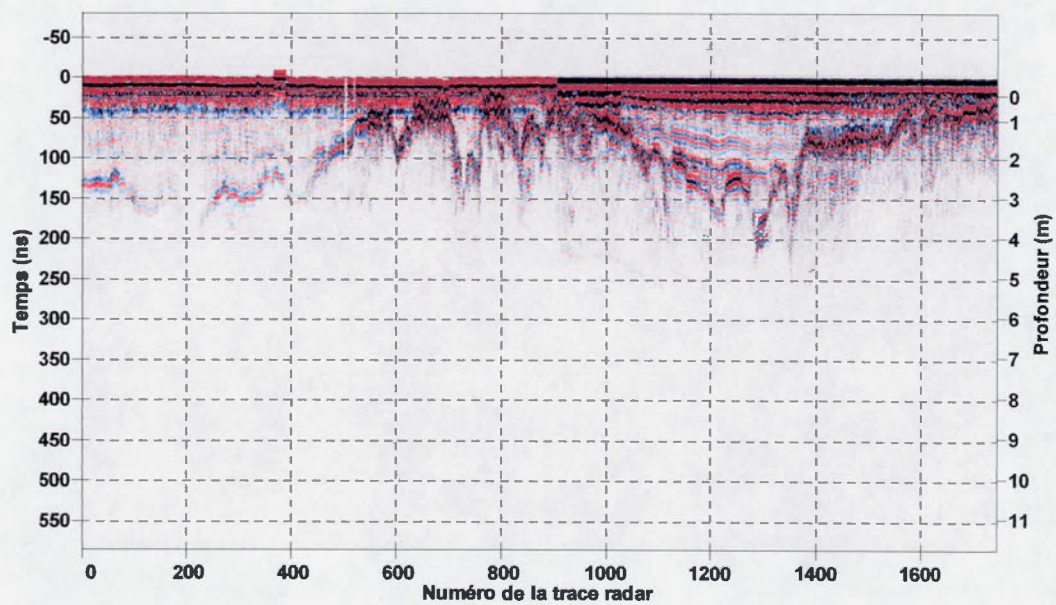


Figure A7. Profil PJ7E

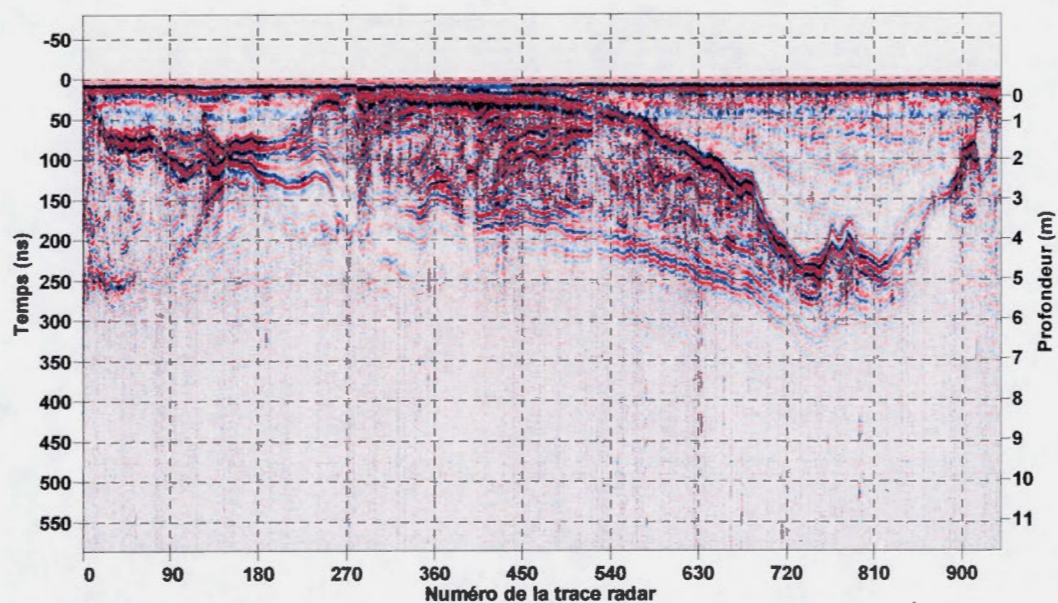


Figure A8. Profil SJN10E

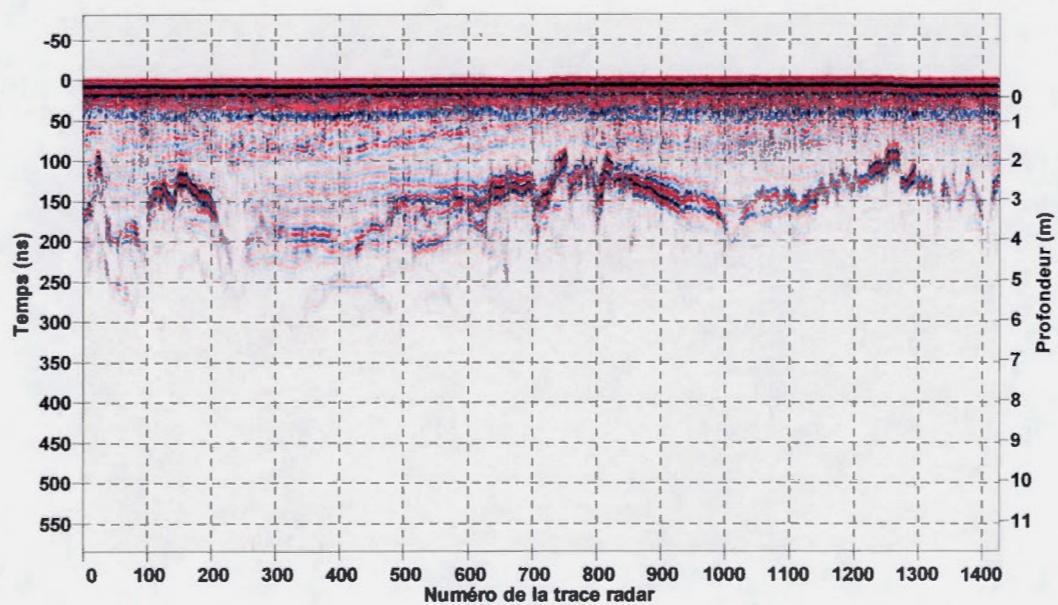


Figure A9. Profil SJN12E

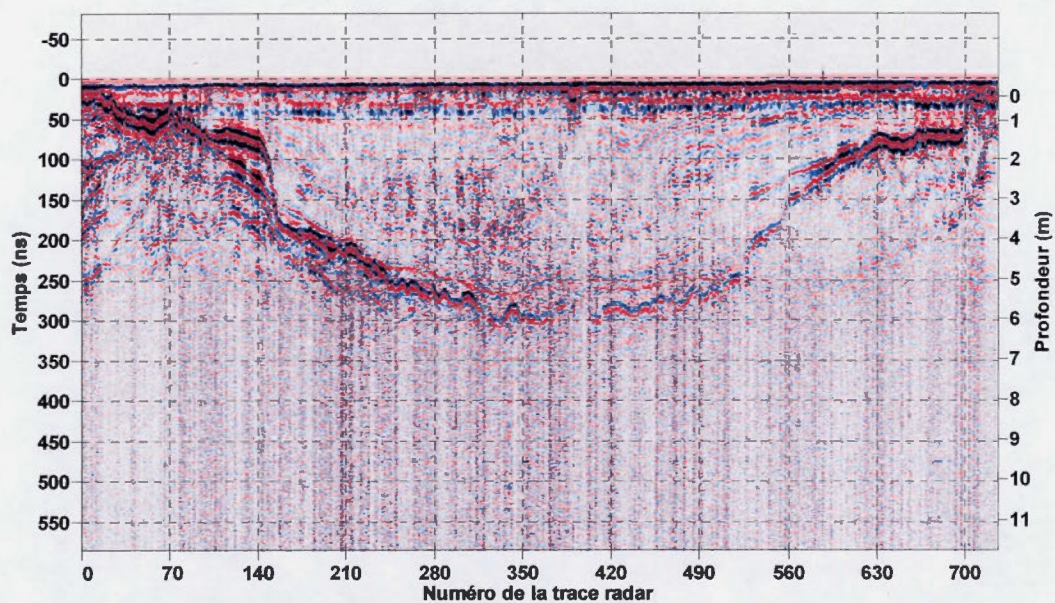


Figure A10. Profil PJ9E

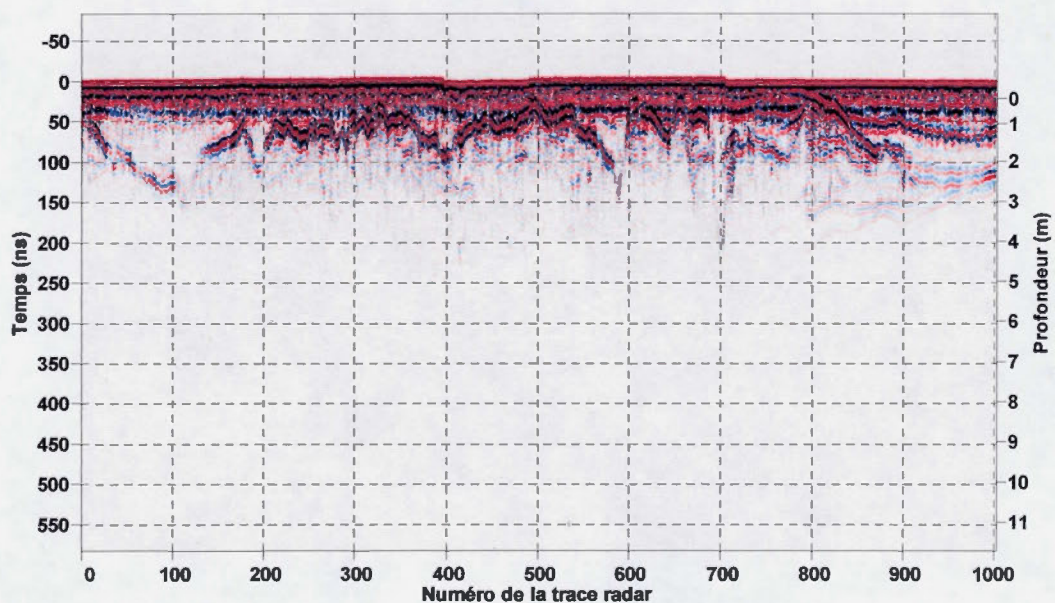


Figure A11. Profil SJ5E

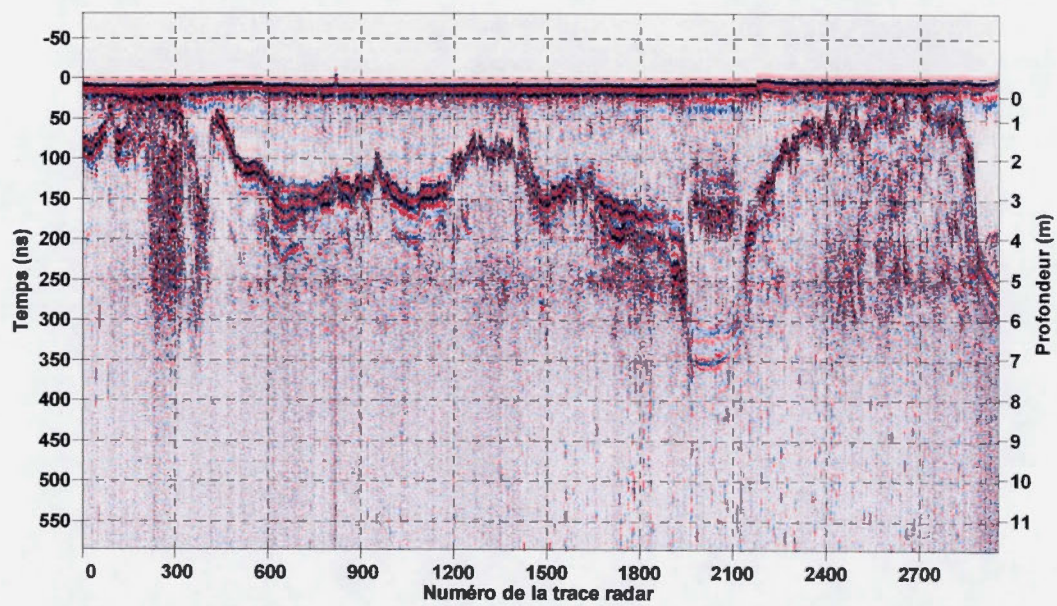


Figure A12. Profil SJN11N

ANNEXE 2: Carte piézométrique

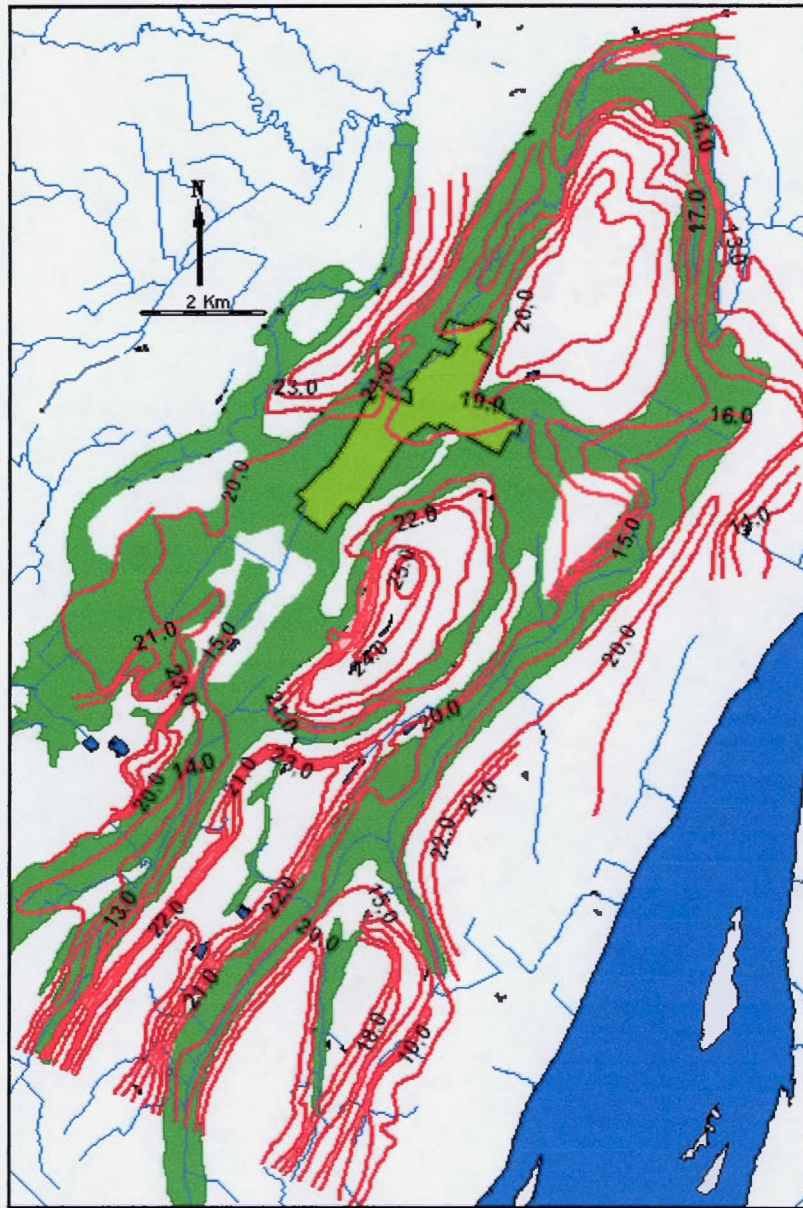


Figure A13. Carte piézométrique de la région de Lanoraie. Modifiée de Aménatech (1989).

RÉFÉRENCES

- Aménatech inc. 1989. Étude de la tourbière de Lanoraie. Berthierville: MRR d'Autray, 158p. + cartes.
- Annan AP, 2003. Ground penetrating radar principles, procedures & applications. *Sensors and Software inc.*, Ontario.
- Baird AJ, Gaffney SW. 1994. Cylindrical piezometer responses in a humified fen peat. *Nordic Hydrology* 25: 167 – 182.
- Baird AJ, Gaffney SW. 2000. Solute movement in a drained fen peat: a field tracer study in a Somerset (UK) wetland. *Hydrological Processes* 14 : 2489-2503.
- Baird AJ, Surridge BWJ, Money RP. 2004. An assessment of the piezometer method for measuring the hydraulic conductivity of a *Cladium mariscus* —*Phragmites australis* root mat in a Norfolk (UK) fen. *Hydrological Processes* 18: 275 – 291.
- Bear J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. Dover Publications :NY ; 764.
- Beckwith CW, Baird AJ, Heathwaite AL. 2003. Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I: laboratory measurements. *Hydrological Processes* 17: 89-101.
- Beckwith CW, Baird AJ, Heathwaite AL. 2003. Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. II: modelling the effects on groundwater flow, *Hydrological Processes* 17: 103-113.
- Beland J. 1956. Nicolet Landslide. Proc. Geol. Assoc. Canada 8, pt 1: 143-156.
- Bonnay M, Prichonnet G. 1995. Le delta de la rivière L'Assomption, Québec, Canada. Winconsinien Tardif ou Würm et Holocène. Géologie, ressources et environnement. *Études Canadiennes* 38: 18-31.
- Bouma J, Decker LW. 1981. A method for measuring the vertical and horizontal Ksat of clay soils with macropores. *Soil Science Society of America Journal* 45: 662 – 664.
- Bradley C, Gilvear DJ. 2000. Saturated and unsaturated flow dynamics in a floodplain wetland, *Hydrological Processes* 14: 2945-2958.
- Brand EW, Premchitt J. 1980. Shape factors of cylindrical piezometers. *Géotechnique* 30: 369 – 384.
- Brand EW, Premchitt J. 1982. Response times of cylindrical piezometers. *Géotechnique* 32: 203 – 216.
- Brassard P, Waddington JM, Hill AR, Roulet NT. 2000. Modeling groundwater – surface water mixing in a headwater wetland: implications for hydrograph separation. *Hydrological Processes* 14: 2697 – 2710.
- Bunzli M., 1993. Contraintes physiques et aménagement du territoire: étude de cas de la municipalité régionale de comté d'Autray. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 140p.

- Butler JJ Jr, McElwee CD, Liu W. 1996. Improving the quality of parameter estimates obtained from slug tests. *Ground Water* 34: 480 – 490.
- Camporese M, Ferraris S, Putti M, Salandin P, Teatini P. 2006. Hydrological modelling in swelling/shrinking peat soils, *Water resources research* (article in press).
- Carrier C. 2003. Étude de l'interaction entre le système d'écoulement local d'une tourbière ombrotrophe et le système d'écoulement des eaux souterraines régionales dans le sud-est du Nouveau Brunswick: caractérisation et modélisation hydrogéologiques. Mémoire de maîtrise, Université Laval, 212p.
- Clymo RS. 2004. Hydraulic conductivity of peat at Ellergower Moss, Scotland. *Hydrological processes* 18 : 261-274.
- Chapuis RP, Chenaf D. 2002. Slug test in a confined aquifer : experimental results in a large soil tank and numerical modeling, *Canadian Geotechnical Journal* 39: 14-21.
- Comas X, Slater L, Reeve A. 2004. Geophysical evidence for peat basin morphology and stratigraphic controls on vegetation observed in a northern peatland. *Journal of Hydrology* 295: 173-184.
- Comas X, Slater L, 2005. Geophysical and hydrological evaluation of two bog complexes in a northern peatland: implications for the distribution of biogenic gases at the basin scale. *Global Biogeochemical Cycles* 19 (GB4023), doi : 10.1029/2005GB002582.
- Comtois, P. 1979. Histoire Holocène du climat et de la végétation à Lanoraie, Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, 322p.
- Crowe AS, Shikaze SG, Ptacek CJ. 2004. Numerical modelling of groundwater flow and contaminant transport to Point Pelee marsh, Ontario, Canada, *Hydrological Processes* 18: 293-314.
- Danquigny C, Ackerer P, Carlier, JP. 2004. Laboratory tracer tests on three-dimensional reconstructed heterogeneous porous media. *Journal of Hydrology* 294: 196-212.
- Dekker SC, Barendregt A, Bootsma C, Schot PP. 2005. Modelling hydrological management for the restoration of acidified floating fens. *Hydrological Processes* 19: 3973-3984.
- Dowrick DJ, Freeman C, Lock MA, Reynolds B. 2006. Sulphate reduction and the suppression of peatland methane emissions following summer drought, *Geoderma* 132: 384-390.
- Drexler JZ, Snyder RL, Spano D, Paw UKT. 2004. A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. *Hydrological Processes* 18: 2071-2101.
- Elson JA. 1969. Radiocarbon Dates, *Mya arenaria* phase of the Champlain Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6: 367-372.
- Fenner N, Freeman C, Reynolds B. 2005. Observations of a seasonally shifted thermal optimum in peatland carbon-cycling processes; implications for the global carbon cycle and soil enzyme methodologies. *Soil Biology and Biochemistry* 37: 1814-1821.
- Ferone JM, Devito KJ. 2004. Shallow groundwater – surface water interactions in pond – peatland complexes along a boreal plains topographic gradients. *Journal of Hydrology* 292: 75-95.

- Flint RF. 1956. New radiocarbon dates and Late-Pleistocene stratigraphy. *Am. Jour. Sci.*, Vol. 254, pp. 265-287.
- Fraser CJD, Roulet NT, Lafleur M. 2001. Groundwater flow patterns in a large peatland. *Journal of Hydrology* 246: 142-154.
- Hargreaves KJ, Fowler D. 1998. Quantifying the effects of water table and soil temperature on the emission of methane from peat wetland at the field scale, *Atmospheric Environment* 32 no19: 3279-3282.
- Hillaire-Marcel C. 1979. Les mers postglaciaires du Québec: quelques aspects. Thèse de Doctorat d'État. Université Pierre et Marie Curie, Paris, France. 293p.
- Hoag RS, Price JS. 1995. A field-scale, natural gradient solute transport experiment in peat at a Newfoundland blanket bog. *Journal of Hydrology* 172: 171-184.
- Hoag RS, Price JS. 1997. The effects of matrix diffusion on solute transport and retardation in undisturbed peat in laboratory columns. *Journal of Contaminant Hydrology* 28: 193 – 205.
- Holden J, Burt TP, Vilas M, 2002. Application of ground-penetrating radar to the identification of subsurface piping in blanket peat. *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 235-249.
- Holden J, Burt TP. 2003. Hydraulic conductivity in upland blanket peat : measurement and variability. *Hydrological Processes* 17 : 1227-1237.
- Holden J, 2004. Hydrological connectivity of soil pipes determined by ground-penetrating radar tracer detection. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 437-442.
- Hughes CE, Binning, P, Willgoose GR. 1998. Characterisation of the hydrology of an estuarine wetland, *Journal of hydrology* 211: 34-49.
- Huddart PA, Longstaffe FJ, Crowe AS. 1999. δD and $\delta^{18}O$ evidence for inputs to groundwater at a wetland coastal boundary in the southern Great Lakes region of Canada. *Journal of Hydrology* 214:18-31.
- Hvorslev MJ. 1951. Time Lag and Soil Permeability in Groundwater Observations . Waterways Experimental Station Bulletin 36, United States Army Corps of Engineers, Mississippi; 50 pp.
- Ingram HAP. 1978. Soil layers in mires: function and terminology. *Journal of Soil Science* 29: 224 – 227.
- Jol HM et Smith DG. 1995. Ground penetrating radar surveys of peatlands for oilfield pipelines in Canada. *Journal of Applied Geophysics* 44: 109-123.
- Karrow PF. 1961. The Champlain Sea and its sediments. *Roy. Soc. Can. Spec. Publ.* 3: 97-108.
- Kellner E, Halldin S, 2002. Water budget and surface-layer water storage in a *Sphagnum* bog in central Sweden, *Hydrological Processes* 16: 87-103.

- Kennedy GW, Price JS. 2004. Simulating soil water dynamics in a cutover bog. *Water Ressources Research* 40. DOI: 10.1029/2004WR003099.
- Kennedy GW, Price JS. 2005. A conceptual model of volume – change controls on the hydrology of cutover peats. *Journal of Hydrology* 302: 13-27.
- Koerselman W. 1989. Groundwater and surface water hydrology of a small groundwater-fed fen. *Wetlands Ecology and Management* vol. 1 no. 1: 31-43.
- Lafleur PM, Hember RA, Admiral SW, Roulet NT. 2005. Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub – covered bog in southern Ontario, Canada. *Hydrological Processes* 19: 3533-3550.
- Lamarche L. 2005. Histoire géologique Holocène du Lac Saint-Pierre et de ses ancêtres. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 212p.
- Lapen DR, Price JS, Gilbert R. 2005. Modelling two-dimensional steady-state groundwater flow and flow sensitivity to boundary conditions in blanket peat complexes, *Hydrological Processes* 19: 371-386.
- Larocque M, Leroux G, Madramootoo C, Lapointe J-F, Pellerin S, Bonin, J, 2006. Mise en place d'un Laboratoire Naturel sur la colline de Covey (Monterégie, Canada). *VertigO* 7(1) : 1-11.
- LaSalle P. 1963. Géologie des dépôts meubles de la région de Verchères, comptés de Joliette, Berthier, L'Assomption, Richelieu, Verchères et Saint-Hyacinthe. Ministère des ressources naturelles. Rapport 505.
- Loisel J, Garneau M, Rosa E. 2006. «Paléogéographie et reconstitution de la succession végétale du complexe tourbeux de la région de Lanoraie, Québec ». Congrès de l'AQQUA, Université du Québec à Montréal
- MacPherson JB. 1967. Raised shorelines and drainage evolution in the Montreal Lowlands. *Cahiers de géographie du Québec* 23: p.343-360.
- McKenzie JM, Siegel DI, Shotyk W, Steinmann P, Pfunder G. 2002. Heuristic numerical and analytical models of the hydrologic controls over vertical transport in a domed peat bog, Jura Mountains, Switzerland. *Hydrological Processes* 16: 1047-1064.
- Mitsch WJ, Gosselink JG. 2000. *Wetlands*, 3rd ed., John Wiley & Sons Inc: New York; 920.
- Neal A, 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology : principles, problems and progress. *Earth Sciences Reviews* 66, 261-330. Price J.S., Cagampang J., Kellner E., 2005. Assessment of peat compressibility : is there an easy way?. *Hydrological Processes* 19: 3469-3475.
- Nungesser MK. 2003. Modelling microtopography in boreal peatlands: hummocks and hollows. *Ecological Modelling* 165: 175-207.
- Occhietti, S. 1989, Le Quaternaire des Basses Terres du Saint-Laurent, Ed. : Fulton, R.J. 1989 *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, Commission Géologique du Canada, Géologie du Canada No 1.

- Ogata A, Banks RB. 1961. A solution of the differential equation of longitudinal dispersion in porous media. *U.S. Geol. Surv. Prof. Papers*, 41 I-A.
- Ours DP, Siegel DI, Glaser PH. 1997. Chemical dilation and the dual porosity of humified bog peat. *Journal of Hydrology* 196: 348 – 360.
- Pagé P. 1999. *Les grandes glaciations*, 2^e Édition, Ed. Guérin, Bibliothèque nationale du Québec.
- Parent M, Dubois JMM, Bail P, Larocque A, Larocque G. 1985. Paléoécologie du Québec Méridional entre 12 500 et 8000 and BP. *Recherches Amérindiennes du Québec* 15 no 1-2 : 17-37.
- Parent LE. 2001. “L’utilisation agricole” Écologie des tourbières du Québec Labrador, Payette S et Rochefort L., chapitre 24. Les Presses de l’Université Laval.
- Pellerin S, Larocque M, Garneau M. 2005. Caractérisation hydrogéologique, géomorphologique et écologique des Tourbières-de-Lanoraie. Rapport final déposé au Ministère de l’Environnement du Québec, Direction du patrimoine écologique et du développement durable. 45p.
- Petrone RM, Price JS, Waddington JM, von Waldow H. 2004. Surface moisture and energy exchange from a restored peatland, Québec, Canada.
- Poulin M, Pellerin S. 2001. “La conservation” Écologie des tourbières du Québec Labrador, Payette S et Rochefort L., chapitre 24. Les Presses de l’Université Laval.
- Prévost M, Plamondon AP, Belleau P. 1999. Effects of drainage of a forested peatland on water quality and quantity. *Journal of Hydrology* 214: 130-143.
- Prévost M, Plamondon AP, Roy V. 2001. “La production forestière”. Écologie des tourbières du Québec Labrador, Payette S et Rochefort L., chapitre 22. Les Presses de l’Université Laval.
- Price JS, Schlotzhauer SM. 1999. Importance of Shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland. *Hydrological Processes* 13: 2591-2601.
- Price JS. 2003. Role and character of seasonal peat soil deformation on the hydrology of undisturbed and cutover peatlands. *Water Resources Research* 39. doi:10.1029/2002WR001302.
- Price JS, Branfireun BA, Waddington JM, Devito KJ. 2005. Advances in Canadian wetland hydrology, 1999–2003, *Hydrological Processes* 19: 201-214.
- Price JS, Cagampan J, Kellner E. 2005. Assessment of peat compressibility: is there an easy way?, *Hydrological Processes* 19: 3469-3475.
- Prichonnet, G. 1977, *La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l’invasion marine contemporaine*, Géographie physique et Quaternaire 31: 323-345.
- Prichonnet G. 1988. Glacial marine facies of the late Wisconsinian Champlain Sea (southern Quebec). *GAC special Paper* 35 : 91-105.
- Reeve AS, Siegel DI, Glaser PH. 2000. Simulating vertical flow in large peatlands, *Journal of Hydrology* 227: 207-217.

- Reeve AS, Siegel DI, Glaser PH. 2001 a. Simulating dispersive mixing in large peatlands, *Journal of Hydrology* 242: 103-114.
- Reeve AS, Warzocha J, Glaser PH, Siegel DI. 2001 b. Regional ground-water flow modelling of the Glacial Lake Agassiz Peatlands, Minnesota, *Journal of Hydrology* 243: 91-100.
- Reeve AS, Evensen R, Glaser PH, Siegel DI, Rosenberry D. 2006. Flow path oscillations in transient ground-water simulations of large peatland systems, *Journal of Hydrology* 316: 313-324.
- Richard PJH, Occhietti S. 2005. 14C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Quaternary Research* 63: 353-358.
- Rocheft L. 2001. "Restauration écologique" Écologie des tourbières du Québec Labrador, Payette S et Rocheft L., chapitre 23. Les Presses de l'Université Laval.
- Rosa E, Larocque M, Prichonnet G. 2006. 2D flow dynamics in the Lanoraie peatland complex, Quebec, Canada. AIH technical papers, 2006 sea to sky geotechnique conference proceedings, article in press (October 2006).
- Rothwell JJ, Robinson SG, Evans MG, Yang J, Allott TEH. 2005. Heavy metal release by peat erosion in the peak district, southern Pennines, UK. *Hydrological Processes* 19: 2973-2989
- Rycroft DW, Williams DJA, Ingram HAP. 1975. The transmission of water through peat: I. Review. *Journal of Ecology* 63: 535-556.
- Rycroft DW, Williams DJA, Ingram HAP. 1975. The transmission of water through peat: II. Field experiments. *Journal of Ecology* 63: 557 – 567.
- Schlotzhauer SM, Price JS. 1999. Soil water flow dynamics in a managed cutover peat field, Quebec: Field and laboratory investigations, *Water resources research* 35 no12: 3675-3683.
- Schwartz FW, Zhang H. 2003. *Fundamentals of Groundwater*. John Wiley & Sons inc, 583p.
- Siegel DI, Glaser PH. 1987. Groundwater flow in a bog – fen complex, Lost River peatland, Northern Minnesota. *Journal of Ecology* 75: 743-754.
- Slater LD, Reeve A. 2002. Investigating peatland stratigraphy and hydrogeology using integrated electrical geophysics. *Geophysics* 67 (2): 365-378.
- Smit R, Bragg OM, Ingram HAP. 1999. Area separation of streamflow in an upland catchment with partial peat cover. *Journal of Hydrology* 219: 46-55.
- Spieksman JFM, Moors EJ, Dolman AJ, Schouwenaars JM. 1997. Modelling evaporation from a drained and rewetted peatland. *Journal of Hydrology* 199: 252-271.
- Surridge BWJ, Baird AJ, Heathwaite AL. 2005. Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat, *Hydrological Processes* 19: 1227-1244.
- Tardy, G, Pellerin S. 2006. Complexe tourbeux du delta de Lanoraie. Délimitation révisée et état de situation. Institut de recherche en biologie végétale, Montréal, 53 pages et annexes.

- Telford WM, Geldart LP, Sheriff RE. 1990. Applied Geophysics 2nd Ed. Cambridge University Press. 770p.
- Tiemeyer B, Lennartz B, Vegelin K. 2005. Hydrological modelling of a re-wetted peatland on the basis of a limited dataset for water management, *Journal of Hydrology* xx: 1-14.
- Todd AK, Buttle JM, Taylor CH. 2006. Hydrologic dynamics and linkages in a wetland – dominated basin. *Journal of Hydrology* 319 : 15-35.
- Todd DK, Mays LW. 2005. *Groundwater Hydrology*. John Wiley & Sons inc, 636p.
- Van Bellen, S. 2006. The evolution of Romer Basin. Rapport Interne, UQÀM, 26p.
- Van Der Schaaf S. 2004. A single well pumping and recovery test to measure in situ acrotelm transmissivity in raised bogs. *Journal of Hydrology* 290: 152-160.
- Van Seters TE, Price JS. 2001. The impact of peat harvesting and natural regeneration on the water balance of an abandoned cutover bog, Quebec. *Hydrological Processes* 15: 233-248.
- Van Seters TE, Price JS. 2002. Towards a conceptual model of hydrological change on an abandoned cutover bog, Quebec, *Hydrological Processes* 16: 1965-1981.
- Waddington JM, Roulet NT. 1997. Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland, *Journal of Hydrology* 191: 122-138.
- Warner BG, Nobes DC, Theimer BD. 1990. An application of ground penetrating radar to peat stratigraphy of Ellice Swamp, southwestern Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 27: 932-938.
- Weiss R, Shurpali NJ, Sallantaus T, Laiho R, Laine J, Alm J. 2006. Simulation of water table level and peat temperatures in boreal peatlands. *Ecological Modelling* 192: 441-456.
- Wilcox DA, Sweat MJ, Carlson ML, Kowalski KP. 2006. A water budget approach to restoring a sedge fen affected by diking and ditching. *Journal of Hydrology* 320: 501-517.
- Winter TC. 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems, *Hydrogeology Journal* 7: 28-45
- Worsfold RD, Parashar SK, Perrott T. 1986. Depth profiling of peat deposits with impulse radar. *Canadian Geotechnical Journal* 23: 142-186.